



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**CARATTERIZZAZIONE GEOTERMICA DELLA  
PROVINCIA DI VERONA OCCIDENTALE:  
IL CASO DI STUDIO DEL POZZO ESPLORATIVO  
DI CASTELNUOVO DEL GARDA**

*Relatore: Prof. Antonio Galgaro*  
*Correlatore: Dott. Geol. Enrico Castellaccio*

*Laureanda: Valeria Posenato*  
*N. Matricola: 1057742*

ANNO ACCADEMICO 2014 / 2015

Valeria Posenato

*Caratterizzazione geotermica della provincia di Verona occidentale: il caso di studio del pozzo esplorativo di Castelnuovo del Garda*

Copyright ©2015

*“And those who were seen dancing  
were thought to be insane  
by those who could not hear the music”.*

*F. W. Nietzsche*



# Indice

<b>1. Inquadramento dell'area di studio .....</b>	<b>11</b>
1.1. Collocazione geografica .....	11
1.2. Contesto geomorfologico .....	13
1.3. Inquadramento strutturale .....	16
1.3.1. <i>La risalita termale nel quadro strutturale</i> .....	18
1.4. Inquadramento geologico e stratigrafico .....	21
1.5. L'assetto stratigrafico dell'ambito morenico .....	27
1.5.1. <i>I depositi alluvionali situati al di sotto dei depositi glaciali</i> .....	30
1.6. Cenno alle indagini geofisiche riportate in bibliografia .....	32
<b>2. Idrogeologia dell'area gardesana orientale .....</b>	<b>39</b>
2.1. Generalità sul gradiente e sul flusso geotermico .....	42
2.2. Gli acquiferi nei depositi glaciali .....	45
2.3. L'acquifero confinato sottostante i depositi glaciali .....	47
<b>3. L'acquifero termale dell'area Gardesana Veronese .....</b>	<b>51</b>
3.1. Cenni sul sistema termale Veronese .....	51
3.2. Il sistema termale dell'area gardesana .....	53
3.2.1. <i>L'acquifero termale confinato sottostante i depositi glaciali</i> .....	55
<b>4. I dati emersi dalla terebrazione del pozzo Campanello .....</b>	<b>59</b>
4.1. Descrizione del cantiere e premesse generali .....	59
4.2. Metodo di perforazione .....	64
4.2.1. <i>Caratteristiche del fango di perforazione</i> .....	66
4.3. Stratigrafia di campagna redatta dal cutting e le modalità di avanzamento .....	69

4.4.	Misurazioni giornaliere sul fango di perforazione .....	74
4.4.1.	<i>I valori di densità misurati sul fango di perforazione .....</i>	79
4.4.2.	<i>I valori di viscosità misurati sul fango di perforazione .....</i>	82
4.4.3.	<i>Analisi della temperatura dei fanghi a bocca pozzo .....</i>	85
4.5.	Analisi micropaleontologiche sui campioni di marna argillosa .	87
4.6.	I log geofisici entro il foro di scavo .....	89
4.6.1.	<i>Misure geofisiche e modalità di esecuzione delle prove .....</i>	90
4.6.1.1.	Conducibilità elettrica e Temperatura .....	90
4.6.1.2.	Gamma Ray.....	90
4.6.1.3.	Resistività Elettrica .....	91
4.6.1.4.	Potenziale Spontaneo (SP).....	92
4.6.1.5.	Full Wave Sonic (FWS).....	92
4.6.2.	<i>Interpretazione dei risultati e confronto con la stratigrafia di campagna .....</i>	93
<b>5.</b>	<b>Alliestimento definitivo del pozzo .....</b>	<b>97</b>
5.1.	Programma sintetico dei lavori per la realizzazione del pozzo definitivo .....	99
5.2.	Operazioni successive alla posa in opera del pozzo di emungimento.....	100
<b>6.</b>	<b>Ipotesi applicativa della risorsa geotermica di località Campanello .....</b>	<b>103</b>
6.1.	Uso balneoterapico.....	103
6.2.	Uso scambio termico .....	105
6.3.	Indicazioni di massima per un sistema di geoscambio.....	107
<b>7.</b>	<b>Sintesi dei risultati ottenuti .....</b>	<b>111</b>
	<b>Bibliografia .....</b>	<b>115</b>
	<b>Ringraziamenti .....</b>	<b>125</b>







## Premessa

*La presente tesi di laurea magistrale si colloca al termine di un percorso di studi accademico contraddistinto da un filo conduttore di tipo geologico – tecnico, in cui sono state affrontate varie materie, argomenti e applicazioni proprie dell’attività professionale.*

*La principale motivazione che mi ha spinto verso una tesi di questo tipo, dunque, è stata proprio quella di potermi per la prima volta affacciare al mondo professionale e di confrontarmi finalmente con un caso reale “extra – accademico”.*

*Grazie a quest’esperienza, protrattasi per circa un anno, maturata sia in cantiere che durante lo studio e l’elaborazione dei dati, ho potuto con soddisfazione apprendere un metodo di lavoro che va ad aggiungersi al bagaglio di competenze già acquisito nel corso curriculare degli studi.*

*Il lavoro di tesi si compone di una prima fase di ricerca e studio bibliografico, a cui è seguita l’attività sperimentale in cantiere che, per la prima volta, mi ha permesso di approfondire le conoscenze e competenze nell’ambito di una perforazione profonda in campo geotermico. In un secondo momento è stato possibile elaborare i dati e discuterne i risultati divenendo ad una serie di importanti conclusioni multidisciplinari (di tipo stratigrafico, idrogeologico, geotermico) che possono avere significative ricadute in campo economico per il territorio esaminato. Per la prima volta nell’area esaminata sono stati individuati nel sottosuolo consistenti acquiferi con caratteristiche termali, quali nuova risorsa mineraria in grado di soddisfare il fabbisogno energetico locale mediante una geotermia a bassa entalpia.*

*Lo studio idrogeologico e geotermico affrontato nella presente tesi si inserisce nell’ambito di un’indagine professionale finalizzata alla terebrazione e all’allestimento di un pozzo produttivo le cui acque saranno utilizzate a scopo terapeutico e per scambio termico come piccola utilizzazione locale.*

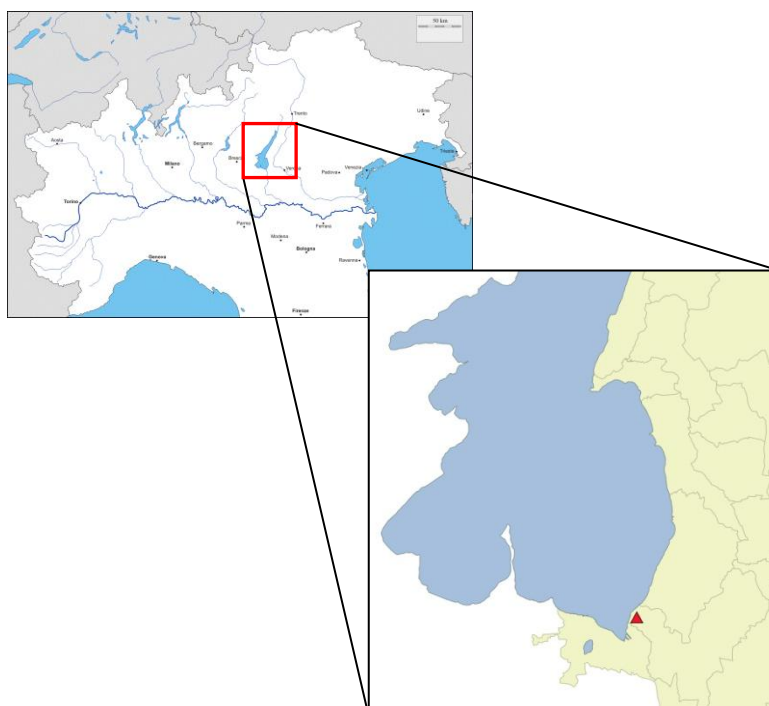


# 1. Inquadramento dell'area di studio

## 1.1. Collocazione geografica

L'area di studio oggetto della tesi è localizzata all'estremità occidentale della provincia di Verona, nel Veneto occidentale, nella zona compresa tra il Lago di Garda e il fiume Adige, delimitata a Nord dai rilievi prealpini, ad Est e a Sud dalle alluvioni della pianura atesina ed Ovest dal Lago stesso.

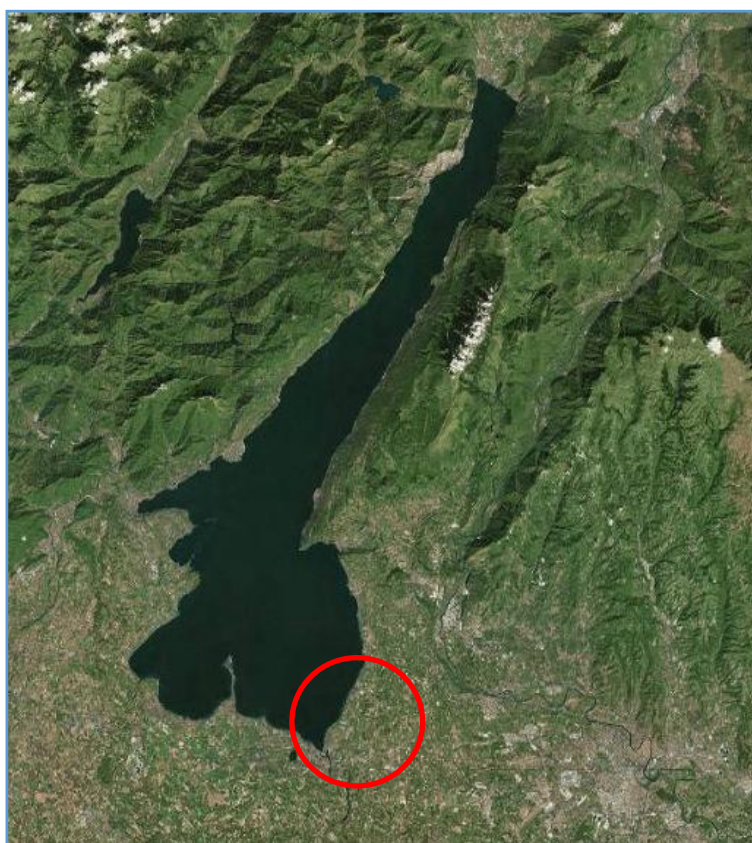
Il sito di terebrazione del pozzo, nel seguito denominato pozzo Campanello, si trova nell'omonima località del territorio del Comune di Castelnuovo del Garda (VR), in un contesto collinare dell'entroterra gardesano la cui superficie topografica risulta alla quota di circa 71 m s.l.m.



**Figura 1.1** – Localizzazione dell'area di studio nel contesto alpino – padano; con un triangolo rosso è indicato il sito di terebrazione del pozzo, nel Comune di Castelnuovo del Garda (VR).

Essa è inserita a cavallo della seguente cartografia: estratto della tavoletta topografica I.G.M.: Fg. 48, III, N.E. – *Peschiera del Garda* e Fg. 48, II, N.O. – *Castelnuovo di Verona* - alla scala 1:25.000; C.T.R. alla scala 1:5000 elemento n. 123134 – *Peschiera del Garda*.

La morfologia del sito risulta essere pianeggiante e leggermente digradante verso il bacino lacustre posto alla quota media di 65 m s.l.m., mentre la quota bocca pozzo è di 71 m s.l.m.



**Figura 1.2** – Immagine satellitare dell'area di indagine (fonte: Istella.it, 2015).

## 1.2. Contesto geomorfologico

Il Comune di Castelnuovo del Garda si colloca all'interno del territorio del Basso Garda, che si estende tra le cerchie dell'anfiteatro morenico gardesano originatosi a seguito dell'alternanza delle fasi di avanzata e di ritiro dei ghiacciai nell'area lacustre. Esso riveste un considerevole interesse geologico e geomorfologico, essendo la testimonianza meglio preservata e più estesa di anfiteatro morenico nel Sudalpino. Il sito oggetto di studio è collocato tra le coste del Garda e la cerchia più recente, creatasi durante il LGM (*Last Glacial Maximum*) – datato circa tra 30.000 e 17.000 anni fa (BINI ET AL., 2004).



**Figura 1.3** – Estratto di carta geologica dell'anfiteatro morenico gardesano (VENZO, 1965), con indicazione del sito di terebrazione del pozzo Campanello.

La posizione delle varie cerchie, disposte in maniera grossomodo concentrica e parallela alla linea di costa attuale, è indizio delle molteplici fasi glaciali che si sono susseguite nel tempo (GARZANTI *et al.*, 2011; MUTTONI *et al.*, 2003), ma anche delle oscillazioni subite dallo stesso ghiacciaio all'interno della medesima fase, sia essa di avanzamento, di ritiro o di stasi; in generale le più interne corrispondono anche alle più recenti. Tuttavia, è molto probabile che la deposizione della massima cerchia, ovvero la più esterna, definita anche cerchia di Solferino secondo la definizione di CREMASCHI, 1987, abbia del tutto obliterato le cerchie moreniche più antiche, molto più prossime alla linea di costa attuale. Ne consegue che nella zona del Garda veronese sono oggi visibili solamente depositi glaciali relativi alle ultime due glaciazioni, le quali, utilizzando i termini da letteratura della cronologia alpina, ormai in disuso, corrispondono alle glaciazioni Würm e Riss. Durante le fasi interglaciali, la fusione delle masse glaciali ha dato origine a scaricatori fluvio-glaciali interposti tra i cordoni morenici i cui depositi generalmente grossolani hanno determinato una morfologia tipicamente pianeggiante.

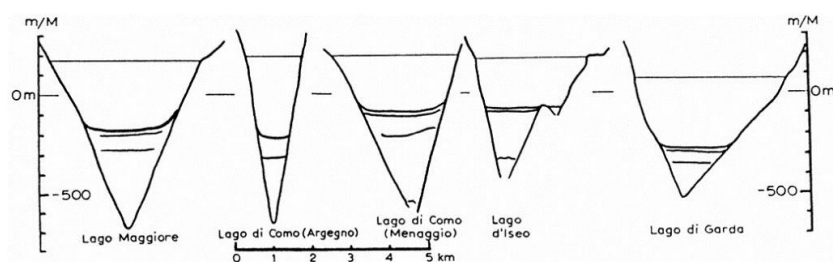
L'anfiteatro morenico del Garda si è formato in diverse fasi grazie allo sbocco vallivo dell'antico ghiacciaio gardesano pedemontano, mentre la porzione settentrionale è stata scavata all'interno delle Prealpi in un solco strutturale preesistente ad andamento Giudicariense. A tal proposito sono state avanzate numerose teorie riguardo all'origine della fossa benacense nel corso dei passati decenni, sebbene l'ipotesi più accreditata e comprovata preveda la coesistenza di due concause (BINI *et al.*, 1978): da un lato si ritiene che la genesi del solco vallivo gardesano sia da ricollegarsi ad una depressione preesistente, di età Cenozoica, la cui origine è riconducibile ad una sinforme fagliata parallelamente all'asse della piega stessa impostata secondo lo stile deformativo Giudicariense (NNE – SSW).

Una seconda concausa è stata evidenziata da SORBINI, 1983 nel cui lavoro viene correlata la morfologia e la profondità del bedrock roccioso del Lago di

Garda con un'antica erosione fluviale e più recentemente glaciale, sovrainposte alla depressione tettonica.

Nello specifico, le precedenti indagini geofisiche di tipo sismico a riflessione (FINCKH, 1978) hanno mostrato che il substrato roccioso a Malcesine è posto a -500 m dal livello del mare, e che spostandosi verso Sud, esso continua ad approfondirsi, fino ad arrivare a circa -1250 m dal livello del mare in corrispondenza di Pacengo. Il solco erosivo presenta un'inequivocabile morfologia a "V" di tipo fluviale che verso l'alto si svasa a causa della successiva esarazione glaciale, tendendo così ad assumere il tipico profilo ad "U" (Figura 1.4).

Ciò suggerisce l'ipotesi che l'origine di tale solco vallivo derivi da un'erosione fluviale regressiva controllata dalle variazioni di un antico livello marino e, più precisamente, da un corso d'acqua che percorreva l'antica pianura padana alcuni milioni di anni fa. Tale fenomeno geologico sembra riconducibile agli avvenimenti del Miocene superiore quando si verificò un importante abbassamento del livello del Mediterraneo di circa 2000 m rispetto all'attuale in conseguenza della chiusura della sua comunicazione con l'Oceano Atlantico (HSÜ *et al.*, 1973). Nel corso di tale evento tutti i fiumi tributari del Mediterraneo impostarono forti erosioni scavando profondissimi canyons. Successivamente, quando si ristabilirono i collegamenti tra l'Oceano Atlantico e il Mediterraneo, il livello del mare tornò progressivamente alla quota attuale e i sedimenti marini colmarono la profonda valle precedentemente incisa, a cui contribuirono in tempi più recenti anche i depositi glaciali e fluvioglaciali più recenti.



**Figura 1.4** – Profili del fondo roccioso dei principali bacini lacustri prealpini (da: FINCKH, 1978).

### 1.3. Inquadramento strutturale

L'area di studio ricade all'interno della zona compresa fra le strutture del dominio delle Giudicarie e quelle del complesso dei Monti Lessini, che, nell'insieme, rappresentano una discontinuità tettonica di primaria importanza all'interno del fronte Sudalpino (Figura 1.5). Questa zona è posizionata al margine meridionale del Lineamento Periadriatico (che nella porzione Lombarda è nota come Linea Insubrica) e rappresenta il passaggio fra due domini tettonici distinti: il fronte Sudalpino occidentale ed il fronte Sudalpino orientale (LAUBSCHER, 1983; CASTELLARIN *et al.*, 2006; SCHUMACHER, LAUBSCHER, 1996; SCHÖNBORN, 1992).

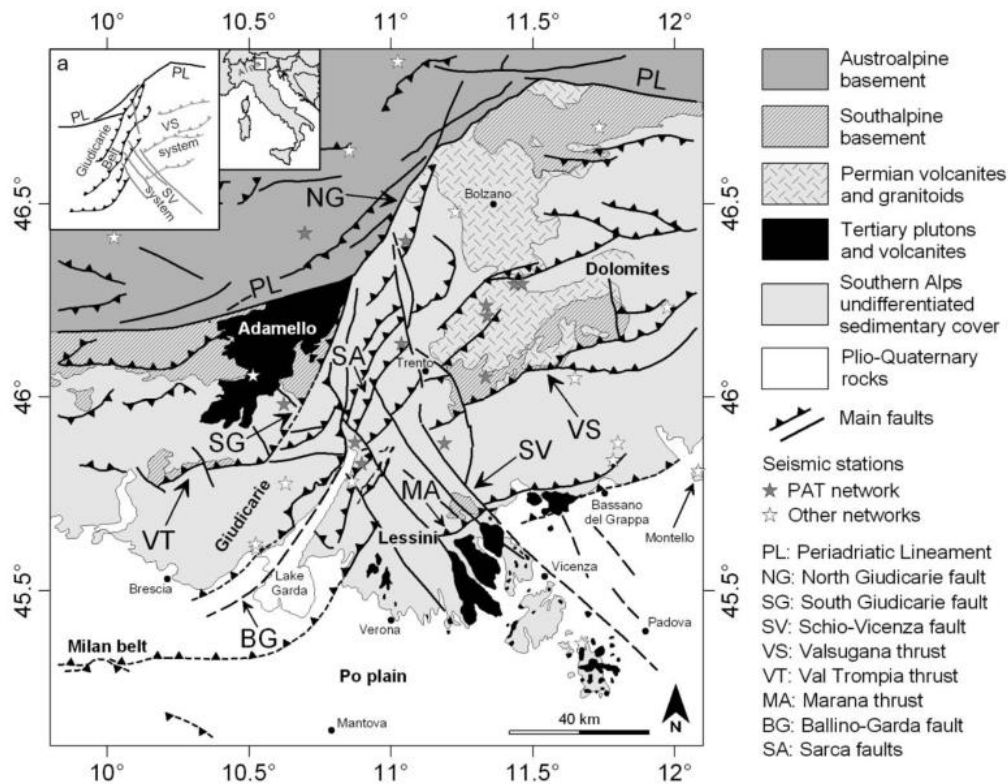


Figura 1.5 – Schema tettonico delle Alpi Meridionali (VIGANÒ, 2009).



Queste strutture tettoniche rappresentano l'eredità di una fase estensionale post – orogenetica (orogenesi Varisica) che ha prodotto un set di strutture orientate N – S, secondo un'architettura a Horst e Graben, causandone la differenziazione tra il bacino Lombardo ad ovest e la Piattaforma Veneta ad est (BERTOTTI *et al.*, 1993). Verso la fine del Cretaceo superiore, inizia la complessa fase dell'orogenesi alpina, che inverte la fase estensionale e che dà inizio allo sviluppo della catena alpina, secondo tre fasi discrete il cui culmine ha luogo durante il Miocene (DOGLIONI, BOSELLINI, 1989; CASTELLARIN *et al.*, 2006). Attualmente l'orogenesi è da considerarsi ancora attiva, anche se con tassi minori, con evidenze di neotettonica presente sia lungo la zona delle Giudicarie (SLEJKO *et al.*, 1989; VIGANÒ, 2009), sia nella sua porzione sepolta al di sotto della pianura padana (LIVIO, SILEO, 2007).

Gli spessori delle coperture sedimentarie in genere decrescono da ovest verso est, con significative variazioni, specialmente nella zona Ballino – Garda (BG in Figura 1.5; PICOTTI *et al.*, 1995) e sono rappresentate per la maggior parte dalla successione mesozoica carbonatica pre- e sin-rifting; a quest'ultima segue la copertura a flysch del bacino Lombardo per la porzione ad ovest della zona delle Giudicarie (BERSEZIO, FORNACIARI, 1988) mentre, per quanto riguarda la porzione orientale, alla successione mesozoica di piattaforma si sovrappone la piattaforma dei Lessini di età Terziaria (LUCIANI, 1989).

La zona di separazione fra questi due paleoelementi morfostrutturali, è rappresentata dalla linea del Ballino – Garda, che marca la transizione piattaforma – bacino. Alcuni autori (DOGLIONI, BOSELLINI, 1989) suggeriscono che tra il bacino Lombardo e la piattaforma di Trento, ci fosse una zona intermedia caratterizzata da sedimentazione pelagica durante tutto il Cretaceo (LUCIANI, 1989) e che è stata successivamente sfruttata per l'impostazione del lago di Garda nella sua forma attuale.

Come anticipato in precedenza, il Sudalpino, può considerarsi attivo tettonicamente ed in base a questo carattere è possibile la sua suddivisione in due domini principali. Il primo dominio è rappresentato dalle strutture della

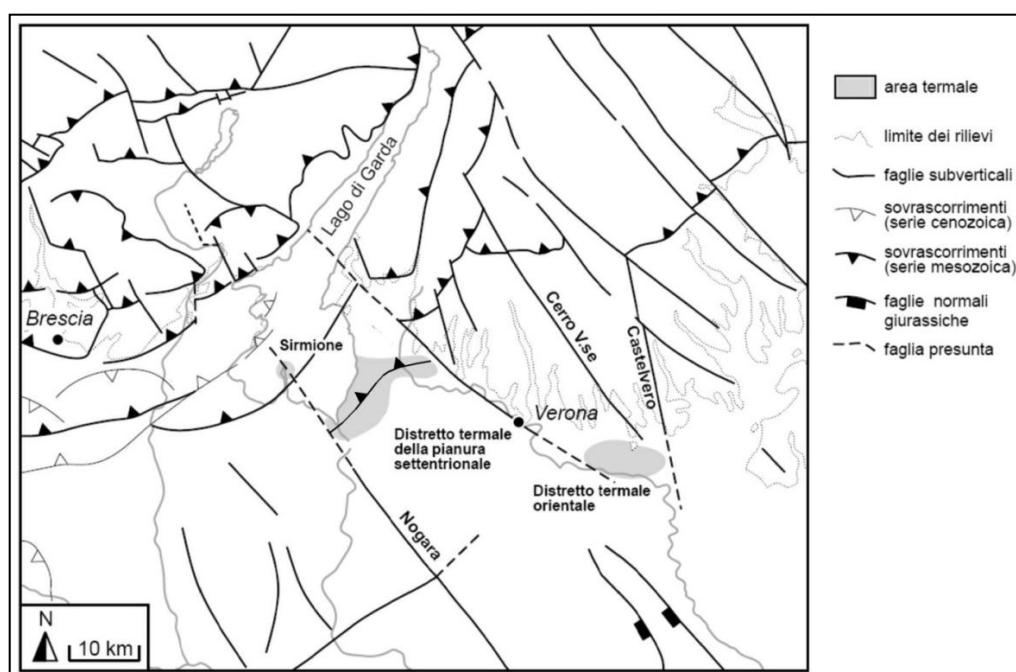
zona delle Giudicarie, che presentano un certo grado di attività tettonica (SLEJKO *et al.*, 1989; VIGANÒ, 2009), e dalle strutture tettoniche ad andamento NNE – SSW del medio Garda, concentrate nella zona di Salò, le quali recentemente hanno prodotto sismi di media intensità (24/11/2004 intensità MCS VII – VII che corrisponde ad una magnitudo equivalente MWe pari a 5.2, MICHETTI *et al.*, 2004). Sul fondo del lago di Garda è presente inoltre la faglia Rivoltella – Sirmione – Garda con andamento analogo alle strutture attive della zona di Salò. In corrispondenza di tale linea di faglia scaturiscono alcune sorgenti idrotermali che rientrano nel campo di interesse geotermico a causa delle temperature dei fluidi emergenti in superficie (circa 70 °C), sfruttate, in particolar modo, dagli stabilimenti termali di Sirmione (BS).

Il secondo dominio è rappresentato dalle strutture nord vergenti sepolte al di sotto della Pianura Padana, interpretate come la famiglia di faglie che può aver generato il catastrofico terremoto di Brescia del Natale 1222, le quali, in superficie, producono un'espressione geomorfologica nelle colline di Pievedizio, Capriano del Colle, Ciliverghe e Castenedolo (Provincia di Brescia). Inoltre, recentemente, sulla collina di Capriano del Colle sono state rinvenute tracce di forti terremoti geologicamente molto recenti (MICHETTI *et al.*, 2008), che dimostrano il grado di attività tettonica recente nell'area. La vergenza di queste strutture tettoniche, inoltre, rappresenta una zona di barriera alla circolazione dei fluidi e potrebbe rappresentare una zona di flusso preferenziale secondo la direzione NW – SE (CUREWITZ, KARSON, 1997).

### **1.3.1. La risalita termale nel quadro strutturale**

Da un punto di vista prettamente strutturale, l'area di studio è ascrivibile alla grande unità del Sudalpino, collocandosi infatti entro i depositi recenti posti al di sopra della copertura sedimentaria carbonatica del basamento metamorfico.

Il territorio è percorso da una serie di faglie raggruppabili in due famiglie principali (Figura 1.6): si distinguono strutture a thrust e pieghe ad andamento Giudicariense (NNE – SSW), tra cui le principali sono la faglia Sirmione – Garda e la complessa struttura del Monte Baldo, impostatesi in corrispondenza delle litologie a maggiore competenza della piattaforma Triassica a Dolomia Principale (PICOTTI *et al.* 1995), oppure come faglie normali di età Giurassica riattivate in compressione durante la fase Neoalpina dell'orogenesi della catena alpina (PICOTTI *et al.* 1997).



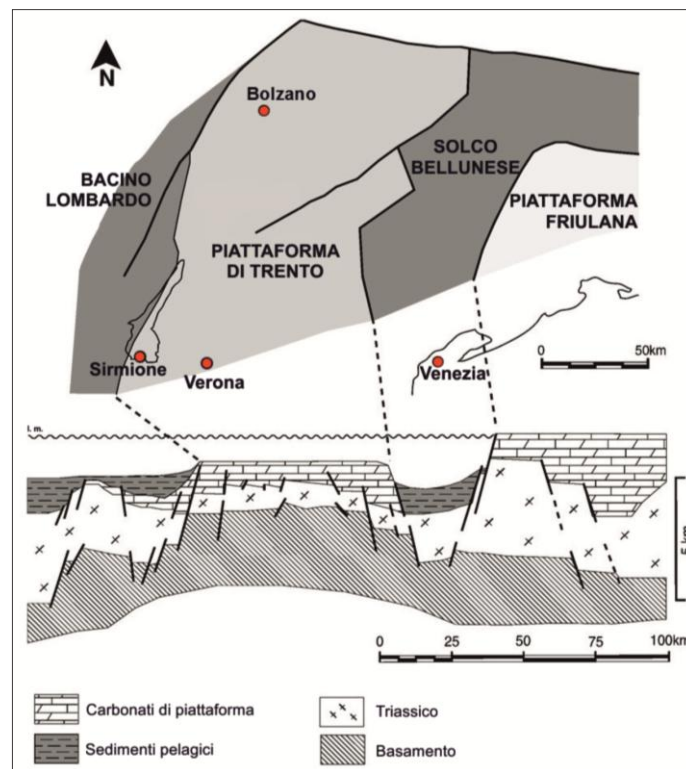
**Figura 1.6** – Interpretazione schematica delle faglie delle Prealpi veronesi e bresciane; in grigio sono indicati i due principali distretti termali (da: CASTELLACCIO e ZORZIN, 2012).

Il secondo stile deformativo può essere distinto in due orientazioni principali, NNW – SSE e WNW – ESE. Rispettivamente, il primo risulta appartenere alla tettonica distensiva Paleogenica (ad esempio la faglia di Castelvevo, ZAMPIERI, 1995), mentre il secondo è noto in letteratura come andamento *Scledense*, a cui si attribuisce lo sviluppo del sistema strutturale

Schio – Vicenza (CANTELLI, CASTELLARIN, 1994). Questo stile deformativo risulta maggiormente concentrato nel settore orientale della Provincia, dove i massicci tabulari sono scarsamente deformati e inarcati verso la Pianura immergendo in direzione S – SO, e le relative strutture sembrano fungere da elementi disgiungenti per l'intero sistema, essendo faglie generalmente verticali a carattere trascorrente.

## 1.4. Inquadramento geologico e stratigrafico

Dal punto di vista geologico, durante il Triassico Superiore l'intera area gardesana è stata soggetta a fenomeni di rifting che hanno delineato definitivamente due grandi strutture (Figura 1.7): la Piattaforma di Trento ad Est e il Bacino Lombardo ad Ovest, ciascuna delle quali è contraddistinta da caratteristiche proprie, in particolar modo per quanto riguarda la stratigrafia e il tasso di sedimentazione, ovvie conseguenze del diverso ambiente d'origine.



**Figura 1.7** – Rappresentazione schematica delle grandi strutture triassiche. Si noti la transizione tra Piattaforma di Trento e Bacino Lombardo, posta proprio in corrispondenza dell'attuale Lago di Garda (modificato da: CAU, FANTI, 2010).

È interessante notare come il Lago di Garda sia posto proprio nella zona di transizione tra queste due antiche strutture sedimentarie; ne consegue che le

condizioni geologiche tra la zona Lombarda e quella Veneta risultano fortemente differenziate sotto più punti di vista.

La successione stratigrafica dei vicini rilievi (Monte Baldo e Monti Lessini, Figura 1.8) è costituita da Dolomia Principale Triassica depositasi come carbonato in un ambiente di piana costiera poco profonda della incipiente Piattaforma di Trento; quest'ultima andava lentamente sprofondando, ed essendosi instaurato al tempo un clima caldo-arido, si depose dolomia primaria sulle scogliere subaeree, mentre il carbonato depositato precedentemente subì una dolomitizzazione secondaria più tarda sul fondale.

A partire dal Giurassico Inferiore si deposero i Calcari Grigi, calcari compatti stratificati in grosse bancate e intercalati da sottili livelli argillosi; seguono stratigraficamente le Ooliti di San Vigilio e il Rosso Ammonitico Veronese, il cui ambiente di deposizione è costituito dal mare molto profondo che ricopriva la Piattaforma di Trento, ormai in netto sprofondamento.

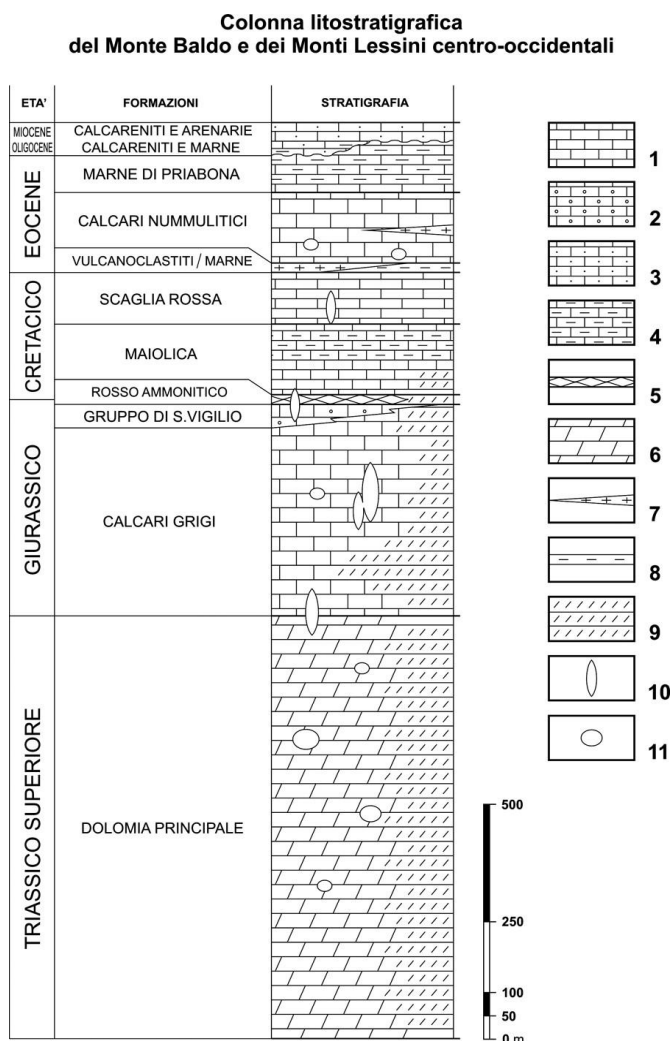
Nel Cretaceo Inferiore inizia la deposizione della Maiolica, conosciuta localmente come Biancone, tipica di sedimentazione in mari molto profondi (oltre un migliaio di metri); presenta colore bianco avorio, di grana finissima e fittamente fessurata, ricca in noduli di selce.

In seguito è avvenuta la deposizione della Scaglia Variegata e della Scaglia Rossa, calcari marnosi rosati, il cui colore è dovuto a sottili lamine di ematite.

Durante il Paleocene e l'Eocene medio ed inferiore si verificarono fratturazioni tettoniche, responsabili di una serie di cicli eruttivi, perlopiù di tipo basaltico, i quali si rinvengono intercalati agli affioramenti carbonatici, come ad esempio sul Monte Baldo, oppure sottoforma di filoni basici che tagliano la successione sedimentaria.

La successione stratigrafica riprende con il Calcare a Nummuliti dell'Eocene medio e superiore, a cui segue una deposizione differenziata a seconda della zona: Calcari di Torbole, ovvero un deposito neritico circondato da sedimento di pendio (Calcari di Malcesine) e bacinale (Scaglia Cinerea ad Ovest del Monte Baldo, e Calcari di Chiusole ad Est del Monte Baldo). Alla

fine dell'Eocene medio, in tutta l'area si hanno manifestazioni vulcaniche basaltiche subaeree; su queste colate basaltiche si depone il Calcarea di Nago.



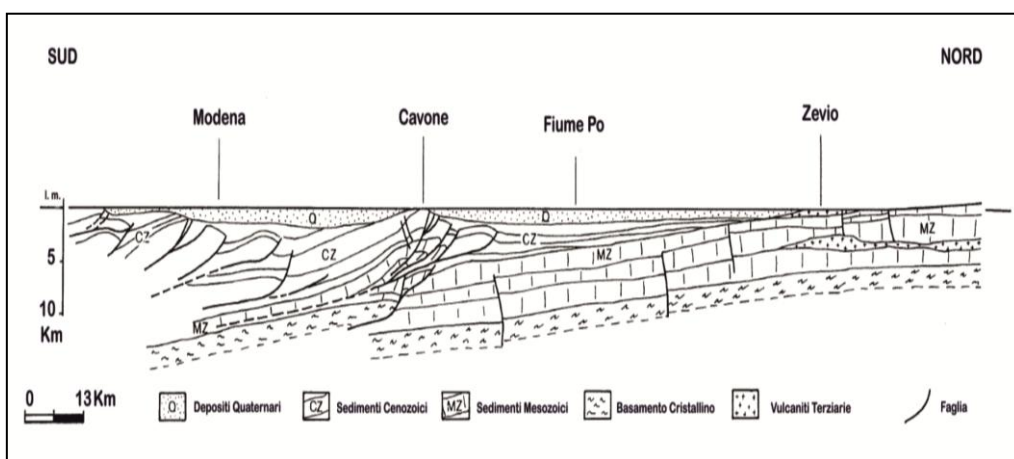
**Figura 1.8** – Successione stratigrafica della serie del Monte Baldo e dell'area dei Monti Lessini. *Legenda: 1) Calcari; 2) Calcareniti oolitiche; 3) Arenarie; 4) Calcari marnosi; 5) Calcari nodulari; 6) Dolomie; 7) Epiclastiti basaltiche; 8) Marne; 9) Dolomie cristalline; 10) Cavità carsica a prevalente sviluppo verticale (pozzi); 11) Cavità carsica a prevalente sviluppo orizzontale (gallerie) (da: CASTELLACCIO, ZORZIN, 2012).*

Durante l'Oligocene inferiore al di sopra dei Calcari di Nago si depositano le Marne di Bolognana, rappresentate da facies marnoso – argillose relativamente profonde, e la Formazione di Acquenere, data da facies arenacee

deposti in ambiente lagunare. Infine, al di sopra si ritrova il Calcarea di Incaffi (Oligocene Superiore – Miocene Inferiore), costituito da una successione monotona di calcareniti fini biancastre, presente sugli alti del Monte Moscal e della Rocca di Garda.

Gli affioramenti rocciosi nella zona gardesana del Veneto occidentale sono limitati ad alcuni rilievi isolati (Monte Moscal, Rocca di Garda) a cui può essere affiancata la penisola di Sirmione situata in Provincia di Brescia. Più precisamente, presso Sirmione affiora la Scaglia Rossa di età cretacea, mentre i Monti Moscal e Rocca sono costituiti da calcareniti Oligo – Mioceniche.

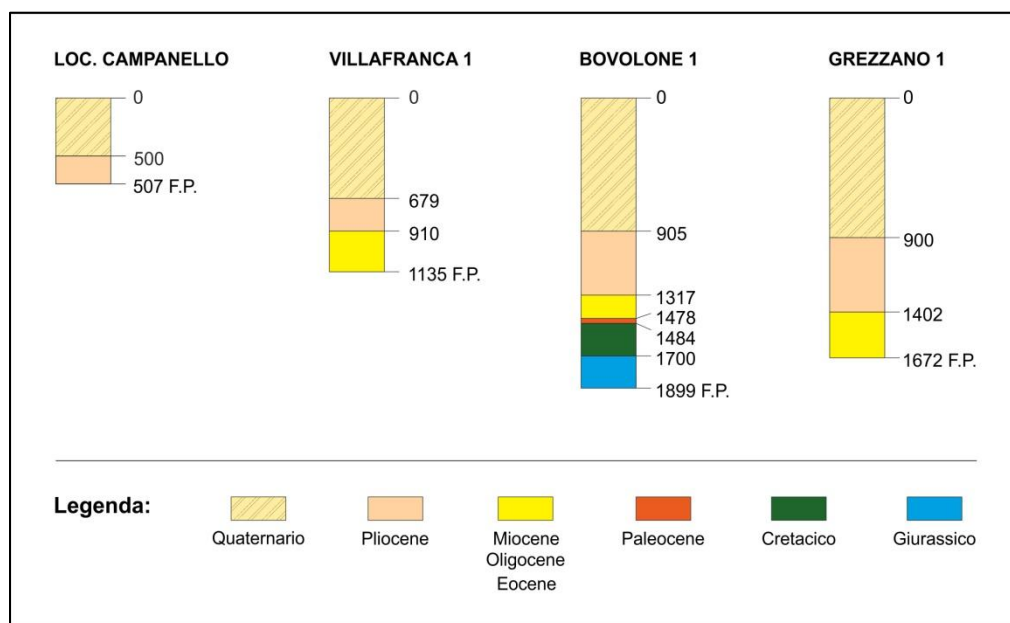
Secondo lo studio condotto da CASSANO *et al.* (1986) le caratteristiche geologiche del sottosuolo profondo della Pianura Padana evidenziano che gli strati rocciosi prequaternari individuati al di sotto dei depositi alluvionali e glaciali della pianura veronese sono in continuità litologica con le rocce che affiorano in corrispondenza dei rilievi lessinei e baldensi. Il substrato roccioso si immergerebbe poi con gradualità verso le aree centrali della Pianura Padana a costituire una sorta di monoclinale sepolta, mentre, più a Sud confina con il margine esterno appenninico, ripiegato e sovrascorso su se stesso verso Nord (Figura 1.9).



**Figura 1.9** – Sezione geologica di un'area della Pianura Padana; si noti in particolare la continuità del bedrock roccioso in profondità (modificata da: CASSANO *et al.*, 1986).



Per quanto riguarda l'area oggetto dello studio le conoscenze sul substrato roccioso sono limitate ai dati emersi da alcune prospezioni AGIP localizzate subito a Sud del margine morenico e da quanto emerso dalla perforazione profonda eseguita in località Campanello.

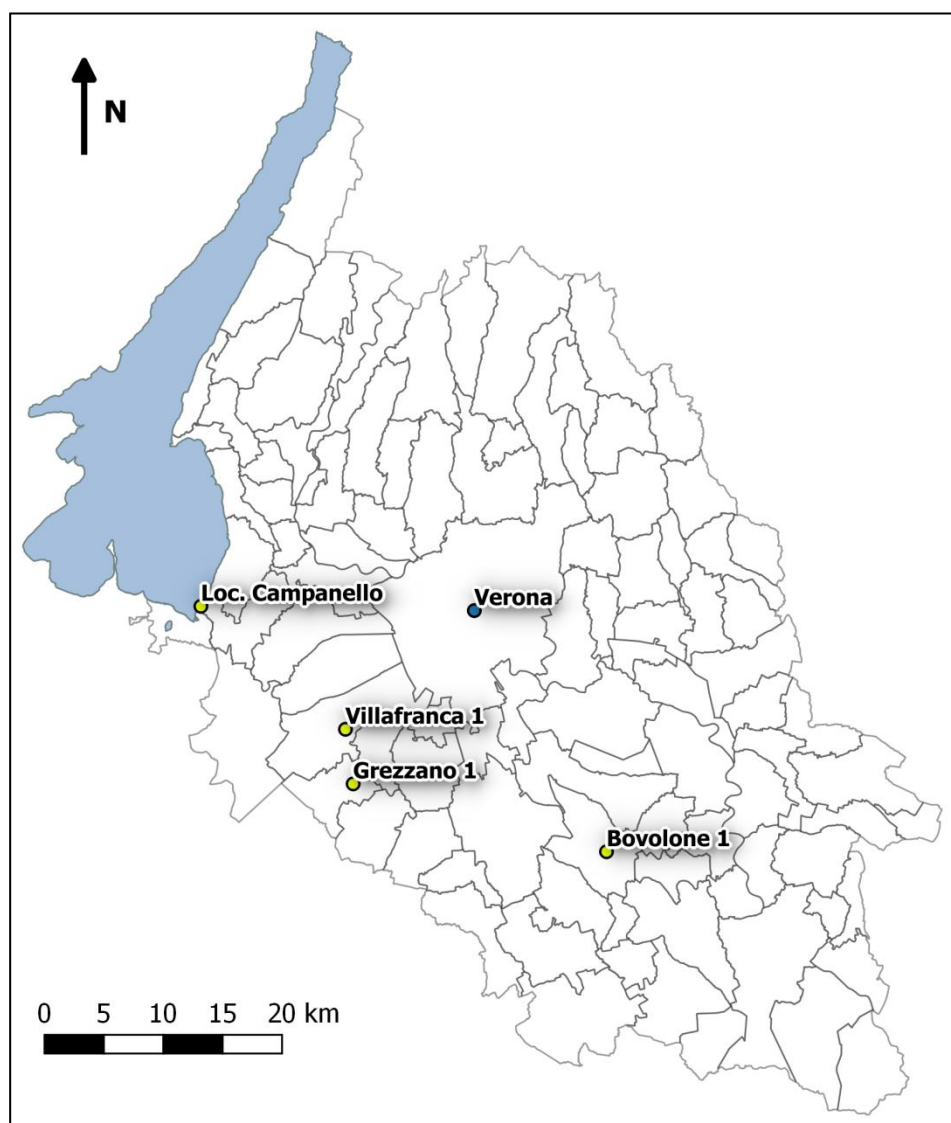


**Figura 1.10** – Correlazione tra le stratigrafie derivate da prospezioni AGIP in diverse località della Pianura Padana veronese e la stratigrafia di località Campanello di Castelnuovo del Garda <sup>(\*)</sup> (da: ANTONELLI et al. 1990, ridisegnata).

A tal riguardo viene confermata l'esistenza della monoclinale immersa verso Sud i cui termini marini più superficiali di età Plio-Pleistocenica <sup>(\*)</sup> si trovano a circa a -400 m dal p.c. presso Castelnuovo del Garda, che si approfondiscono a -700 dal p.c. in corrispondenza di Villafranca e a -900 m dal p.c.

<sup>(\*)</sup> Nelle stratigrafie AGIP il limite tra il Pliocene e il Quaternario è posto a 1,80 Ma B.P. e, al fine di poter eseguire le correlazioni stratigrafiche, anche nella stratigrafia del pozzo Campanello di Figura 1.10, è stato mantenuto lo stesso limite cronostratigrafico. Attualmente, il limite tra il Pliocene e il Quaternario è posto a 2,58 Ma B.P. (<http://www.stratigraphy.org>, v. 2015/01, GIBBARD et al. 2010) e pertanto la successione stratigrafica marina rinvenuta presso il pozzo Campanello ricade interamente nel Pleistocene inferiore.

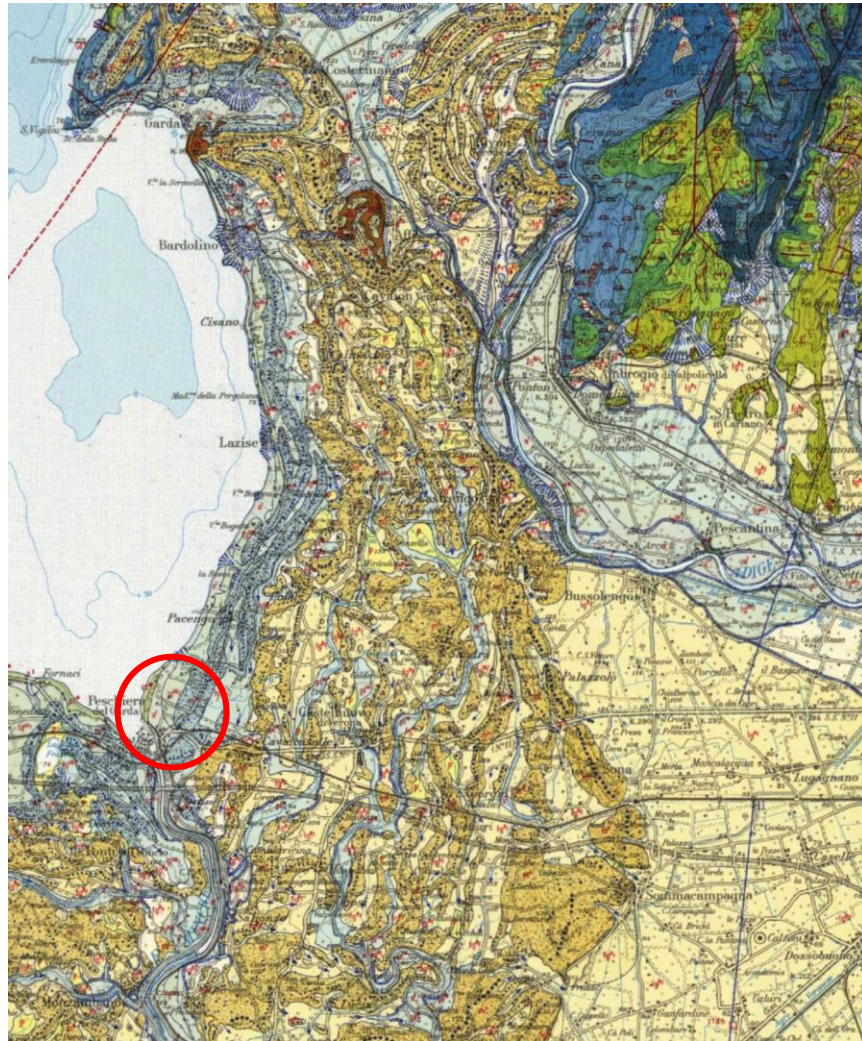
presso Bovolone e Grezzano (Figura 1.10 e Figura 1.11), a testimonianza della trasgressione marina post-Messiniana.



**Figura 1.11** – Localizzazione delle stratigrafie derivate da prospezioni AGIP di Figura 1.10 e della stratigrafia derivata dalla terebrazione in località Campanello.

## 1.5. L'assetto stratigrafico dell'ambito morenico

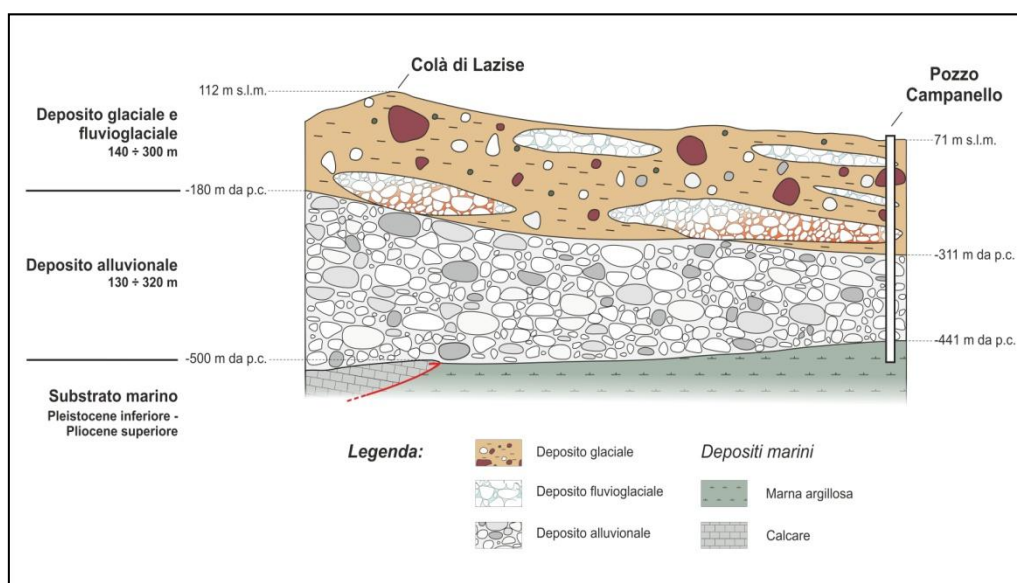
L'area di indagine si trova nel settore orientale medio dell'anfiteatro morenico del Garda e, come documentato dalle carte geologiche relative ai lavori del VENZO, 1961 e alla *Carta Geologica d'Italia F. 48 - Peschiera del Garda*, gli elementi geomorfologici principali sono costituiti da una blanda pianura che digrada dolcemente verso lo specchio lacustre situato a circa 65 m s.l.m.



**Figura 1.12** – Stralcio della *Carta Geologica d'Italia, Foglio 48 – Peschiera del Garda* con indicazione dell'area oggetto dello studio, caratterizzata dal deposito fluvioglaciale fg<sup>W2</sup>.

Per quanto attiene ai litotipi affioranti, si osserva che l'area è costituita da depositi ghiaiosi e sabbiosi immersi in abbondante matrice limo-argillosa appartenenti ad un deposito fluvioglaciale (Figura 1.12 e fg<sup>W2</sup> della *Carta Geologica d'Italia F. 48 - Peschiera del Garda*), il cui spessore accertato risulta di almeno 10 m (CARRARO et al., 1969).

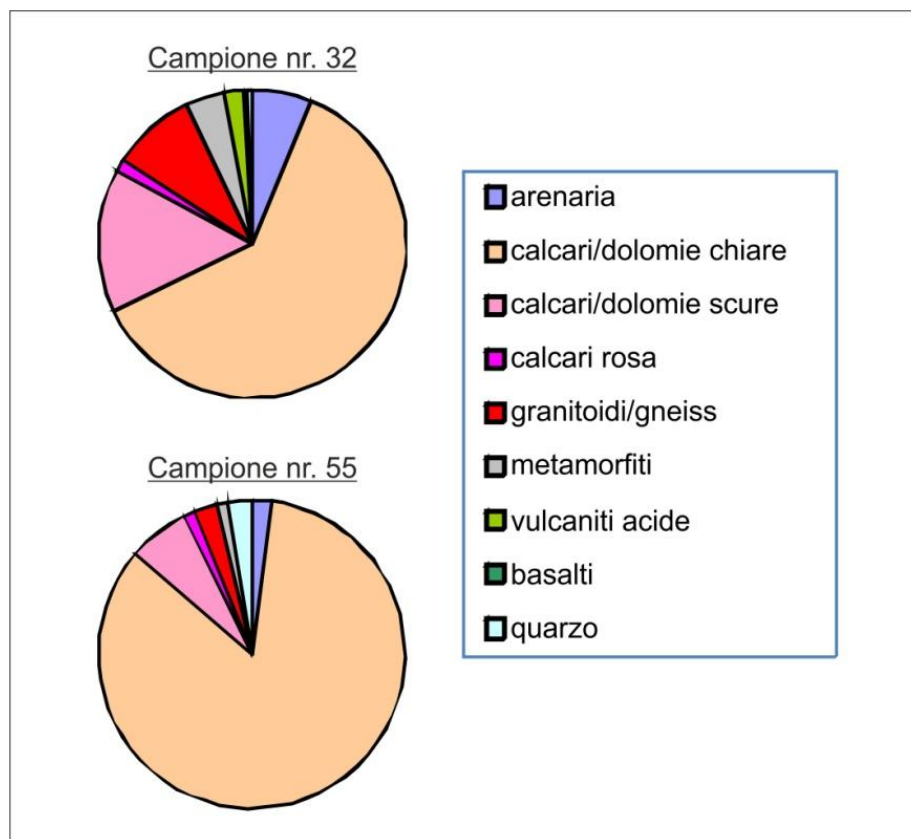
Più in generale, il settore morenico gardesano orientale è caratterizzato da una copertura costituita da sedimenti continentali, di tipo glaciale e fluvioglaciale (Figura 1.13) che risultano soprastanti a depositi alluvionali riconducibili ad una precedente pianura di tipo *sandur*, i quali a loro volta poggiano sul substrato marino di età Pleistocenica (CASTELLACCIO, COLLAREDA, 2013).



**Figura 1.13** – Sezione 1: schema stratigrafico dell'area morenica gardesana veronese e spessori stimati dei relativi depositi.

Le indagini geofisiche del tipo H.V.S.R. e Re.Mi. eseguite da CASTELLACCIO, COLLAREDA, 2013 (Figura 1.15) hanno permesso di valutare, almeno per il settore centro-meridionale dell'area morenica, che lo spessore

della copertura dei depositi glaciali e fluvioglaciali si aggira sui 140 ÷ 300 m, sotto alla quale, si trovano ingenti depositi di ghiaia con livelli di conglomerato attribuibili ad un'antica pianura proglaciale, la cui età è precedente alle forme moreniche affioranti in superficie.



**Figura 1.14** – Rappresentazione in diagrammi a torta della composizione petrografica dei campioni di cutting nr. 32 e 55 (si veda la stratigrafia del Paragrafo 4.3), rispettivamente rappresentativi il primo dei depositi glaciali e il secondo dei materiali alluvionali ad essi sottostanti (dati gentilmente concessi dal Dott. Monegato).

L'area fluvioglaciale e morenica del Garda presenta particolari caratteri stratigrafici derivanti da una serie di fenomeni geomorfologici sviluppatisi durante le fasi glaciali ed interglaciali Pleistoceniche che ne hanno condizionato profondamente l'assetto idrogeologico. Infatti, dai processi

deposizionali di tipo glaciale s.s., derivano i materiali morenici del sottosuolo, eterogenei per porosità e permeabilità, che risultano generalmente massivi o con scarsa stratificazione e dotati di un'abbondante percentuale di argilla e limo. Ad essi seguono intercalazioni più o meno potenti di ghiaie ciottolose di origine atesina in cui si distinguono ciottoli di porfido quarzifero, granito, gneiss, micascisti, rocce calcareo – dolomitiche che affiorano nel bacino idrografico del Fiume Adige (Figura 1.14).

Tali materiali sono riconducibili alle dinamiche fluviali e fluvioglaciali a più alta energia e talora per i livelli sabbiosi – argillosi, spesso ricchi di sostanza organica (torbe), è possibile invocare ambienti meno dinamici legati soprattutto a fenomeni di ristagno idrico (laghetti intramorenici).

L'esistenza delle complesse ed eterogenee condizioni stratigrafiche, connesse con la costruzione del grande apparato fluvioglaciale, rendono quindi possibile la presenza di stratificazioni porose spesso non correlabili tra loro e dall'andamento imprevedibile. Tali materiali sono sede di acquiferi sospesi superficiali di scarsa o media potenzialità, di falde confinate o semiconfinate alloggiate in depositi ghiaioso – sabbiosi talora con torba compresi tra materiali argilloso – limosi ed acquiferi freatici o artesiani ospitati nei più potenti materiali fluvioglaciali porosi contenuti negli ampi paleoalvei.

### ***1.5.1. I depositi alluvionali situati al di sotto dei depositi glaciali***

Come emerso da alcune stratigrafie presenti nei comuni di Lazise e Pastrengo e confermate dai dati stratigrafici recuperati nel corso della perforazione in località Campanello, al di sotto dei depositi glaciali si trovano sedimenti alluvionali relativi ad una pianura proglaciale. Essi sono costituiti da una tessitura ghiaiosa con livelli conglomeratici disposti a varie quote, la cui composizione petrografica, a differenza dei materiali glaciali soprastanti, è per

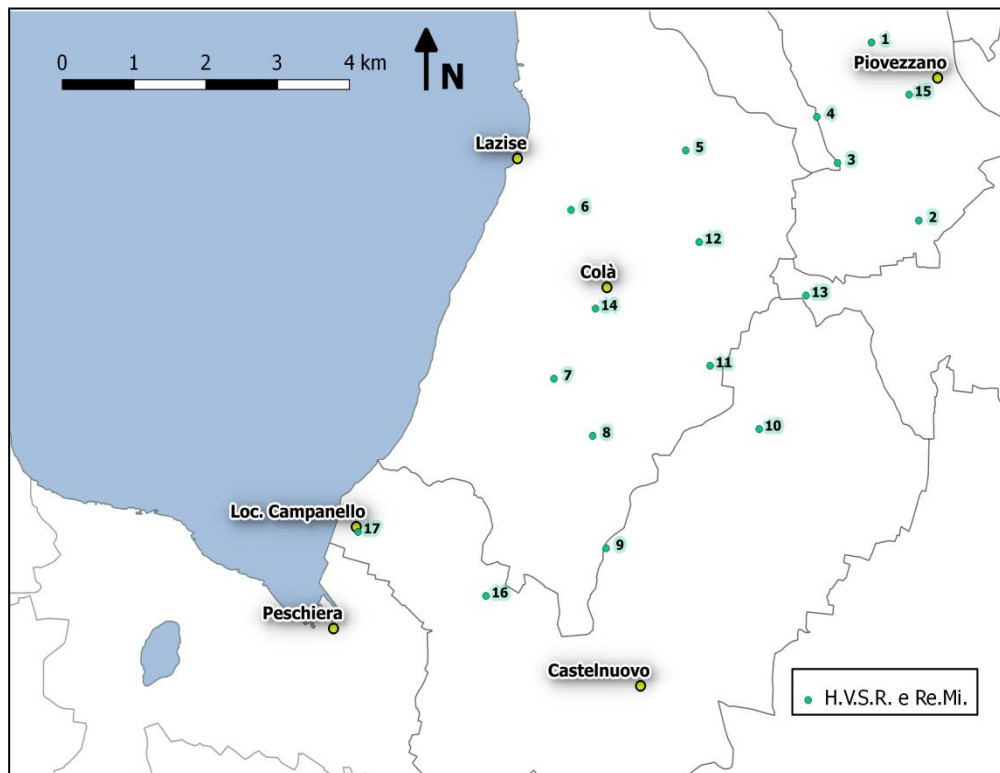
lo più carbonatica (Figura 1.14), proveniente, dunque, dalle propaggini meridionali del fronte prealpino.

Al letto affiorano i sedimenti marini di età Pleistocenica, le cui stratificazioni più recenti, costituite da marne plumbee, sono attribuibili al Pleistocene Inferiore, compreso tra la parte alta del piano Gelasiano (2.58 – 1.80 Ma) e la parte bassa del piano Calabriano (1.80 – 0.781 Ma), come meglio esposto nel Paragrafo 4.5.

## 1.6. Cenno alle indagini geofisiche riportate in bibliografia

Un cenno particolare merita la campagna di indagini geofisiche svolte nell'ambito del lavoro CASTELLACCIO, COLLAREDA, 2013 che hanno utilizzato i metodi di prospezione sismica in array Re.Mi. (*Refraction Microtremor*) e a stazione singola H.V.S.R. (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*), finalizzate ad individuare il substrato marino (Figura 1.15).

Si tratta di due metodi sismici passivi che consentono di ottenere un modello verticale della velocità delle onde S, partendo dalle modalità di propagazione delle onde di superficie.



**Figura 1.15** – Localizzazione delle misure geofisiche H.V.S.R. e Re.Mi. riportate in CASTELLACCIO, COLLAREDA, 2013.



### *Horizontal to Vertical Spectral Ratio*

L'indagine sismica a stazione singola di tipo H.V.S.R. è una tecnica passiva totalmente non invasiva, rapida, ovunque applicabile e non richiede alcun tipo di perforazione, né di stendimenti di cavi o energizzazioni diverse dal rumore ambientale naturale.

Le basi teoriche della tecnica H.V.S.R. si rifanno in parte alla sismica tradizionale (riflessione, rifrazione, diffrazione) e in parte alla teoria dei microtremori. La forma di un'onda registrata in un sito  $x$  dallo strumento dipende dalla forma dell'onda prodotta dalla sorgente  $s$ , dalla funzione di trasferimento dello strumento e dal percorso compiuto dall'onda dalla sorgente al sito  $x$ , attenuazioni, riflessioni, rifrazioni, etc., più generalmente indicati come effetti di percorso.

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

- la *frequenza caratteristica di risonanza del sito*, che rappresenta un parametro fondamentale per il corretto dimensionamento degli edifici in termini di risposta sismica locale;
- la *frequenza fondamentale di risonanza di un edificio*, qualora la misura venga effettuata all'interno dello stesso. In seguito sarà possibile confrontarla con quella caratteristica del sito e capire se, in caso di sisma, la struttura potrà essere o meno a rischio;
- la *velocità media delle onde di taglio  $V_S$* , calcolata tramite un apposito codice di calcolo. È necessario, per l'affidabilità del risultato, conoscere la profondità di un riflettore noto dalla stratigrafia (prova penetrometrica, sondaggio, etc.) e riconoscibile nella curva H/V;
- la *stratigrafia del sottosuolo*, con un range di indagine compreso tra 0,5 e 700 m di profondità, anche se il dettaglio maggiore si ha nei primi 100 metri. Il principio su cui si basa la presente tecnica, in termini di stratigrafia del sottosuolo, è rappresentato dalla definizione di strato inteso come unità distinta da quelle sopra e sottostante per un contrasto d'impedenza, ossia per il rapporto tra i prodotti di velocità delle onde sismiche nel mezzo e densità del mezzo stesso.

Il rumore sismico ambientale, presente ovunque sulla superficie terrestre, è generato dai fenomeni atmosferici (onde oceaniche, vento) e dall'attività antropica oltre che, ovviamente, dall'attività dinamica terrestre. È definito *microtremore* poiché riguarda oscillazioni molto più piccole di quelle indotte dai terremoti. Nel tragitto dalla sorgente  $s$  al sito  $x$  le onde elastiche subiscono attenuazioni di varia origine che dipendono dalla natura del sottosuolo attraversato. Nonostante parte dell'informazione viene persa, è presente comunque una parte debolmente correlata nel segnale che può essere estratta contenente le informazioni riguardo il percorso del segnale e, in particolare, relative alla struttura locale vicino al sensore.

Pertanto questa tecnica sfrutta il debole rumore sismico che tradizionalmente costituisce la parte di segnale scartata dalla sismologia classica. Le informazioni sono tuttavia racchiuse all'interno del rumore casuale e soltanto mediante tecniche opportune possono essere estratte. Una di queste tecniche è la teoria H.V.S.R. che è in grado di fornire stime affidabili delle frequenze principali del sottosuolo.

Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato un tromometro digitale della ditta Micromed s.r.l., modello *Tromino ZERO*. Lo strumento racchiude al suo interno una terna velocimetrica con i sensori ortogonali tra loro e con intervallo di frequenza compreso tra 0,1 e 256 Hz.

### ***Refraction Microtremor***

La procedura Re.Mi. è stata anch'essa sviluppata come metodologia di prospezione sismica passiva, in quanto utilizza il rumore incoerente ambientale come sorgente del segnale. Dato che i microtremori generati dall'ambiente si propagano nel suolo, si tenta di distinguerne il modo fondamentale di vibrazione dell'onda di Rayleigh, soddisfacendo la condizione di omnidirezionalità delle sorgenti. Pertanto i tempi di registrazione dei microtremori sono decisamente più elevati rispetto alle indagini di tipo attivo; in questo caso la registrazione è stata analizzata in finestre temporali che variano dai 10 ai 30 secondi.

I principali parametri da considerare sono la lunghezza dello stendimento  $L$  e la distanza intergeofonica  $\Delta x$ . Quest'ultima agisce sul segnale come una sorta di filtro in frequenza: supponendo infatti che il segnale arrivi da tutte le direzioni, ad una maggiore spaziatura  $\Delta x$ , corrisponde una minore frequenza del segnale utile campionabile, e viceversa. Di conseguenza, per una bassa frequenza campionabile, aumenta la profondità d'indagine nel sottosuolo.

Una volta acquisite le registrazioni si procede alla fase del *data processing*, che consiste nel trattamento dei dati acquisiti con l'obiettivo di stimare la velocità di fase delle onde di Rayleigh ( $V_R$ ), correlabili con le velocità  $V_S$  di propagazione delle onde  $S$ , secondo la relazione:

$$V_S \sim 1,1 V_R .$$

Mediante tale procedimento l'informazione registrata nel dominio  $x - t$  (spazio - tempo), è riportata in un dominio dove l'energia associata all'evento è funzione della frequenza dell'onda. Attraverso lo spettro dell'onda si vuole infatti localizzare la densità di energia maggiore, alla quale sono normalmente associate le onde di Rayleigh.

La successiva procedura di *picking* prevede la selezione manuale di alcuni valori dello spettro, i quali andranno a formare una curva di dispersione sperimentale che dovrà risultare il più possibile coincidente con la massima concentrazione di energia. Il *sampling rate* utilizzato, per tutte le acquisizioni effettuate, è stato di 512 Hz in modo da ottenere un elevato dettaglio del segnale. La durata - lunghezza della finestra temporale - delle registrazioni è stata di circa 10 minuti. Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al disotto dei 10 Hz), sono stati utilizzati 16 geofoni verticali a 4,5 Hz uniti in un array lineare totalmente digitale. Ogni geofono è munito di un digitalizzatore che converte il segnale e lo trasmette al sismografo tramite un'interfaccia USB. La spaziatura utilizzata tra i geofoni è stata di 3 m, quindi la lunghezza complessiva dei profili è risultata essere di 45 m.

Al fine di correlare le velocità delle onde di taglio ad un tipo di suolo, in via puramente indicativa si riportano i valori tabulati (Tabella 1):

TIPO DI SUOLO	$V_{S_{min}}$ [m/s]	$V_{S_{media}}$ [m/s]	$V_{S_{max}}$ [m/s]
<b>ROCCE MOLTO DURE</b> (es. rocce metamorfiche da molto a poco fratturate)	1400	1620	-
<b>ROCCE DURE</b> (es. graniti, rocce ignee, conglomerati, arenarie e argilliti, da mediamente a poco fratturate)	700	1050	1400
<b>SUOLI GHIAIOSI e ROCCE DA TENERE A DURE</b> (es. rocce sedimentarie ignee tenere, arenarie, argilliti, ghiaie e suoli con > 20% di ghiaia)	375	540	700
<b>ARGILLE COMPATTE e SUOLI SABBIOSI - GHIAIOSI</b> (es. ghiaie e suoli con < 20% di ghiaia, sabbie da sciolte a molto compatte, limi e argille sabbiose, argille da medie a compatte e argille limose)	200	290	375
<b>TERRENI TENERI</b> (es. terreni di riempimento sotto falda, argille da tenere a molto tenere)	100	150	200

**Tabella 1** – Valori minimi, medi e massimi tipici delle velocità delle onde S, per vari materiali litoidi (da BORCHERDT, 1994).

In sintesi, dai profili d’inversione delle velocità  $V_s$ , gli Autori hanno constatato che il bedrock, inteso come quel materiale che presenta una  $V_s > 1500$  m/s (rocce da molto dure a fratturate, Tabella 1) è localizzato a profondità relativamente contenute e variabili tra i -400 m da p.c. (Piovezzano) e i- 500 m da p.c. (Colà di Lazise).

Sarebbe stato quindi individuato un alto strutturale allineato in direzione di Colà di Lazise – Piovezzano e che prosegue verso Domegliara, interpretato come un fronte di un thrust ad andamento Giudicariense (NNE – SSW) (Paragrafo 1.3).

Da quanto emerso da tali indagini, in corrispondenza alle località Colà di Lazise – Piovezzano esisterebbero particolari condizioni stratigrafiche responsabili di una rapida fuoriuscita dei fluidi caldi direttamente dal basamento roccioso carbonatico che tendono a diffondersi nei sedimenti ghiaiosi permeabili, sottostanti ai depositi glaciali, che sono direttamente in successione al basamento roccioso marino.



## **2. Idrogeologia dell'area gardesana orientale**

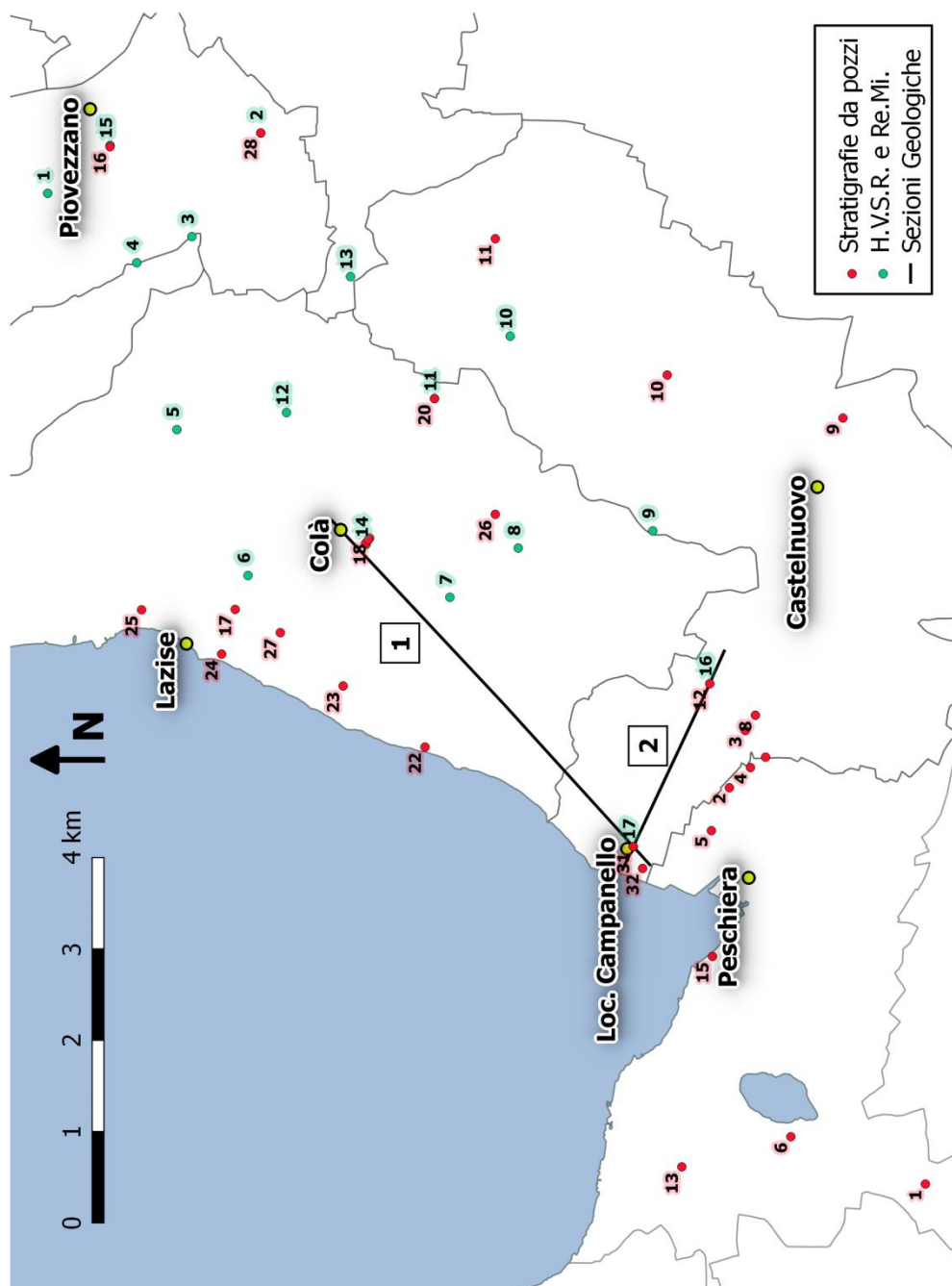
L'assetto idrogeologico del sottosuolo in area morenica è strettamente connesso con la situazione stratigrafica le cui conoscenze fino ad ora derivano da una limitata bibliografia (ANTONELLI *et al.*, 1994; CASTELLACCIO, ZORZIN, 2012; CASTELLACCIO, COLLAREDA, 2013; DAL DEGAN, 2000; SIGHINOLFI *et al.*, 1982) e dalla consultazione di alcuni lavori professionali svolti per le Amministrazioni pubbliche (PRG e PAT) e per privati (Figura 2.1 e Tabella 2).

L'ambito morenico dell'area indagata è caratterizzato da una copertura costituita da sedimenti continentali entro i quali si identificano stratificazioni a bassa permeabilità e depositi fluvioglaciali caratterizzati da buone – elevate condizioni di drenaggio che ospitano idrostrutture freatiche e artesiane disposte a varie quote. La complessa eterogeneità delle strutture sedimentarie non consente la formazione di estesi e continuativi orizzonti acquiferi e pertanto le correlazioni idrogeologiche possono essere eseguite solamente nell'intorno degli acquiferi individuati, mentre risultano difficili se non impossibili per distanze dell'ordine di chilometri.

Inoltre, i dati riportati in bibliografia (CASTELLACCIO, ZORZIN, 2012) evidenziano che le falde acquifere intramoreniche (freatiche e artesiane) non presentano alcun collegamento idrogeologico con le acque del Lago di Garda. Ciò a seguito della presenza di decine di metri di argille disposte sul fondale lacustre dalla natura impermeabile (FINCKH, 1978) che, per il settore morenico orientale, separano fisicamente le acque lacustri dalle idrostrutture confinate e semiconfinate.

Le particolari condizioni stratigrafiche permettono l'esistenza di falde acquifere i cui livelli statici variano tra -120 m dal p.c. per la zona di Pastrengo, fino a -60 m dal p.c. per il contesto di Colà di Lazise. Esternamente a tale fascia, nell'ampio territorio compreso tra i Comuni di Bardolino, Lazise,

Castelnuovo del Garda e Peschiera del Garda, i livelli acquiferi stazionano tra -20 m fino a circa -50 m dal p.c. La potenzialità idrica delle singole derivazioni, valutata per lo più in base alla portata delle pompe presenti, varia tra i 5 e i 40 l/s.



**Figura 2.1** – Localizzazione delle stratigrafie e della misure H.V.S.R. e Re.Mi. prese in esame per il presente studio, i cui dati analitici sono presentati in Tabella 2; andamento delle sezioni 1 e 2 di Figura 1.13, Figura 3.2 e Figura 3.4.



Nr. Stratigrafia da pozzo	Temperatura Acque (°C)	Profondità del Substrato (m da p.c.)	Nr. Acquisizione H.V.S.R. e Re.Mi.	Profondità Substrato (m dal p.c.)	Vs riflettore (m/s)
1	16	-	1	-180	1700
2	15	-	2	-620	1800
3	17	-	3	-320	1900
4	16	-	4	-430	1900
5	16	-	5	-620	1800
6	15	-	6	-620	2000
7	17	-	7	-450	1500
8	18	-	8	-410	1800
9	18	-	9	-520	1600
10	20	-	10	-110	1050
11	19	-	11	-170	1500
12	25	-	12	-120	1300
13	16	-	13	-100	1200
14	17	-	14	-540	2400
15	16	-	15	-590	2500
16	52	-	16	-540	-1800
17	25	-	17	-620	-1900
18	41	-			
19	42	-			
20	42	-			
21	36	-			
22	23	-			
23	24	-			
24	22	-			
25	20	-			
26	24	-			
27	25	-			
28	24	-			
29	25	-			
30	24	-			
31	28	-441			
32	20	-			

**Tabella 2** – *Dati analitici consultati nel corso della presente tesi: a sinistra i dati a carattere stratigrafico derivati da pozzi già presenti sul territorio e a destra i dati geofisici determinati da misurazioni pregresse di tipo H.V.S.R. e Re.Mi.*

## 2.1. Generalità sul gradiente e sul flusso geotermico

La temperatura del terreno superficiale è strettamente legata alla temperatura media annua dell'aria ed il calore che ne deriva è direttamente correlato all'energia solare assorbita dalla superficie. La temperatura delle porzioni più profonde risente sempre più esclusivamente del calore che si sviluppa dal mantello profondo, in cui domina l'apporto di calore per flusso geotermico.

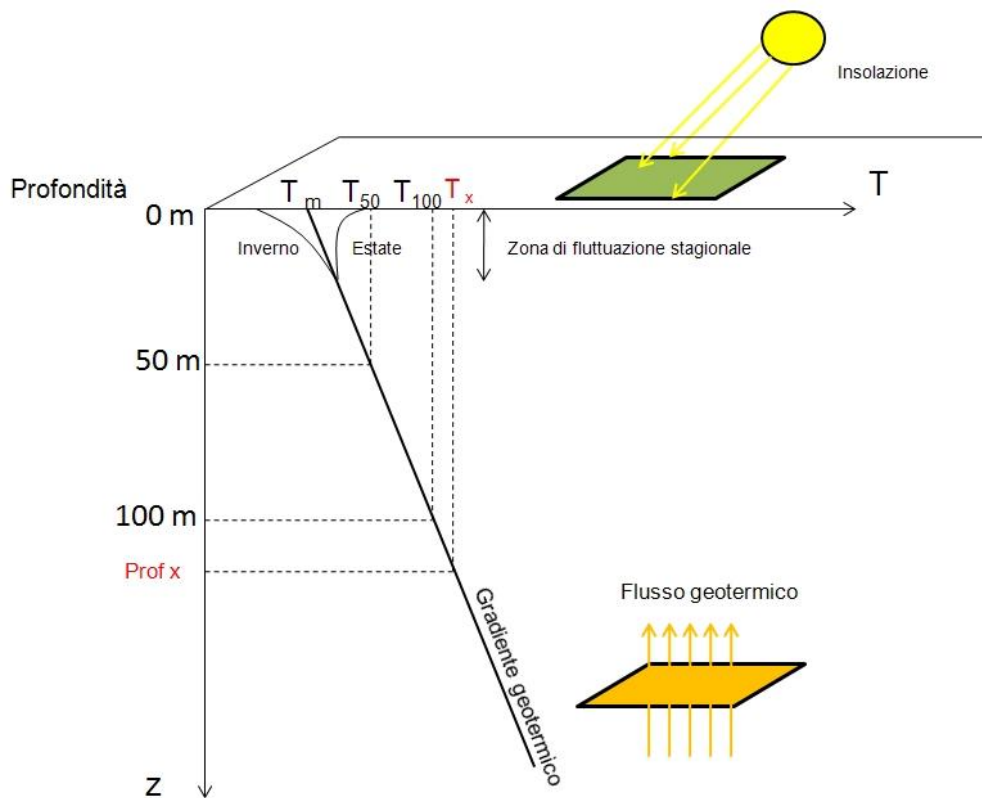
Il gradiente geotermico è il valore di aumento di temperatura con la profondità ed è generalmente espresso in °C/m oppure in °C/100 m:

$$\mathbf{grad\ T} = \frac{dT}{dz} \quad (1)$$

Come si può osservare nello schema riportato in Figura 2.2, per il calcolo del gradiente geotermico è necessario conoscere la temperatura in due punti a profondità note. Uno dei due punti di riferimento è la temperatura al suolo, rappresentata dalla temperatura media annua dell'aria.

Il flusso di calore, o flusso geotermico, è la quantità di calore che giunge in superficie dall'interno del pianeta per poi irradiarsi verso l'atmosfera ed esso è 5000 volte inferiore al flusso termico proveniente dal sole, avente direzione opposta (GALGARO, 2011).

Annualmente circa  $10^{21}$  Joule di energia geotermica raggiungono la superficie terrestre e il flusso geotermico, cioè la quantità di calore che fluisce nell'unità di tempo attraverso un'unità di superficie, vale mediamente  $63 \text{ mW/m}^2$  ( $1\text{W} = 1 \text{ Joule/s}$ ) ed è compreso tra  $50$  e  $120 \text{ mW/m}^2$  in Europa. A livello internazionale l'unità di misura del flusso geotermico prende il nome di "Heat Flow Unit" (H.F.U.) e corrisponde a  $10^{-6} \text{ cal/cm}^2/\text{s}$ , ovvero a  $42 \text{ mW/m}^2$ , per cui la media terrestre vale  $1,5 \text{ H.F.U.}$  ovvero  $1,5$  microcalorie per centimetro quadrato al secondo (BANKS, 2012).

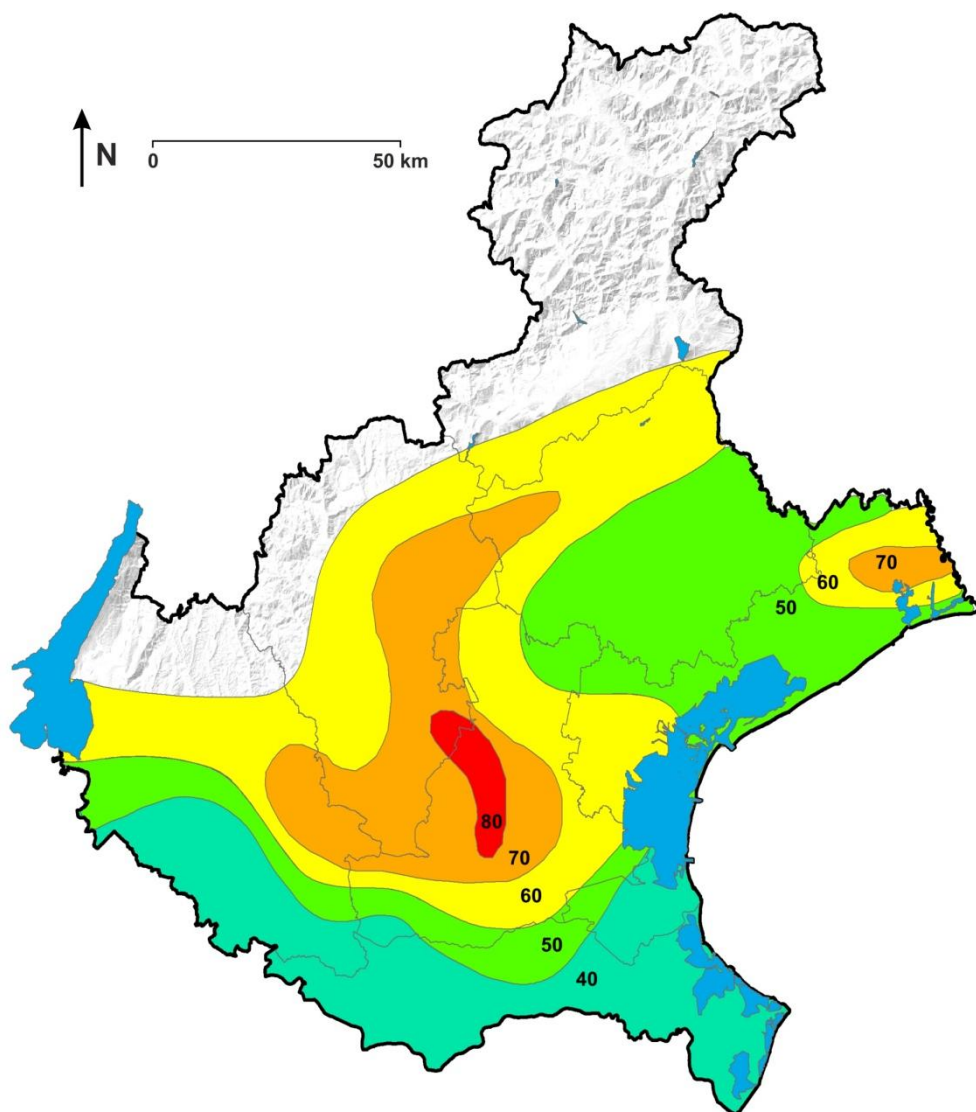


**Figura 2.2** – Schema per il calcolo del gradiente geotermico locale (GALGARO, 2011).

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

Per quanto attiene alla verifica del gradiente termico presso l'area morenica gardesana è stato effettuato un confronto con la carta del flusso geotermico resa disponibile dal CNR di Pisa (Figura 2.3), in cui sono ben visibili le anomalie termiche venete. Si può notare l'esistenza di una zona a flusso termico pari a circa  $60 \text{ mW/m}^2$  per tutta l'area prealpina veneta. La zona

morenica del Veneto occidentale, ove ricade l'area di studio, è caratterizzata da un flusso termico compreso tra 50 e 60 mW/m<sup>2</sup>.



**Figura 2.3** – Mappa del flusso di calore (mW/m<sup>2</sup>), modificata da Inv. Ris. Geotermiche Italiane, 1986 (GALGARO, 2011).

## 2.2. Gli acquiferi nei depositi glaciali

In località Campanello, presso la terebrazione profonda, il livello statico della falda acquifera freatica staziona a circa -2 m dal p.c. ed esso è regolato dal ritmo e dalle intensità delle locali precipitazioni.

Per quanto riguarda l'ambito della successione glaciale rinvenuta nel corso della perforazione sono stati individuati tre livelli acquiferi principali contenuti nelle stratificazioni fluvioglaciali (Tabella 3):

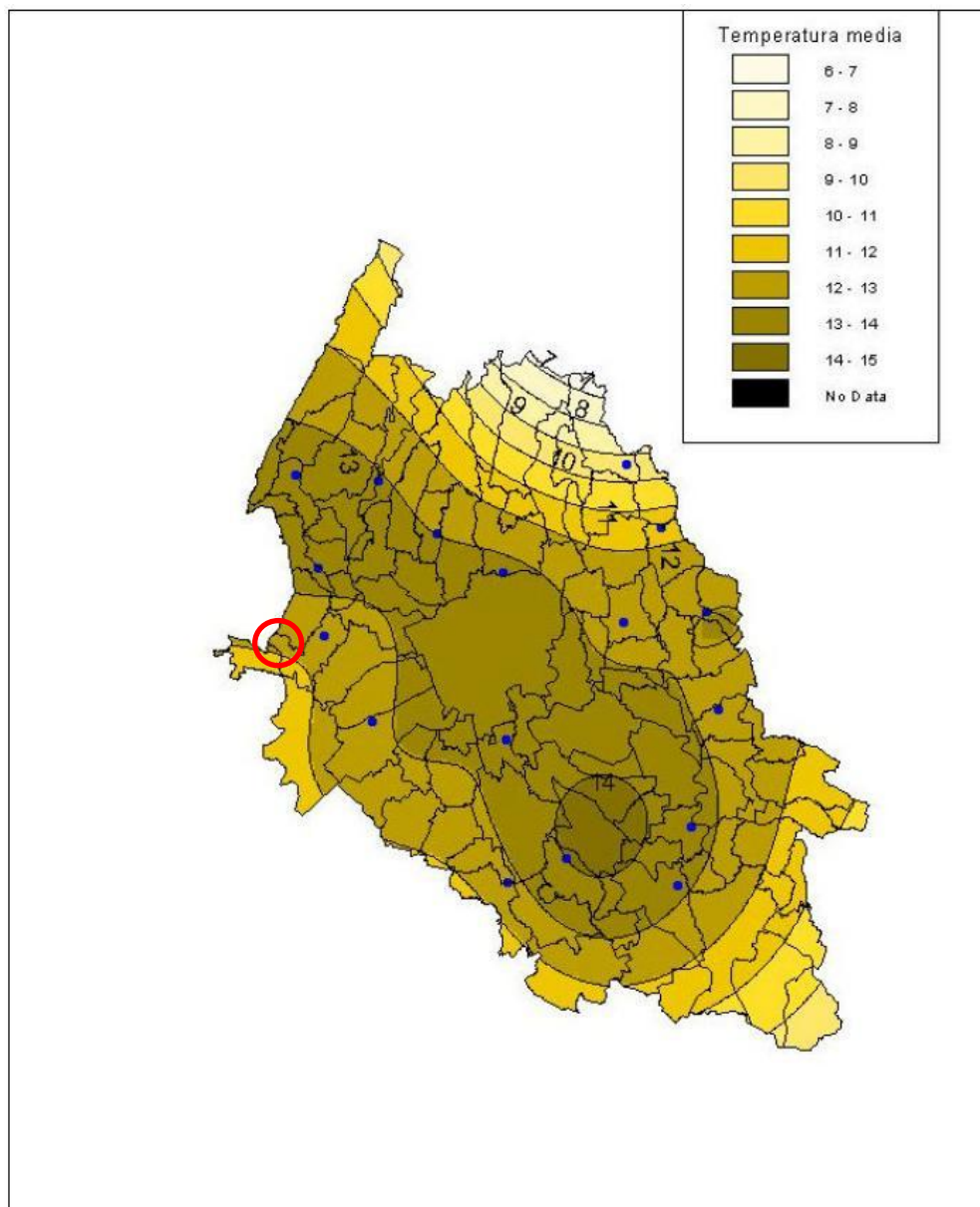
Livello acquifero	1	2	3
Quote acquifero dal p.c. (m)	-88 ÷ -105	-123 ÷ -140	-208 ÷ -228
Spessore acquifero (m)	17	17	20
Temperatura media dello strato misurata (°C)	18	18	20
Gradiente geotermico calcolato (°C/100 m)	5,7 ÷ 4,7	4,3 ÷ 3,5	3,5 ÷ 3,0

**Tabella 3** – Valori dei principali parametri caratterizzanti i livelli acquiferi contenuti entro la copertura glaciale

Per quanto attiene alla verifica del gradiente termico calcolato, è stata utilizzata la seguente relazione, rielaborando la formula (1) e facendo riferimento alla Figura 2.2:

$$\mathit{grad} T = \frac{T_x - T_m}{Prof_x - 0}, \quad (2)$$

in cui  $T_x$  è il valore di temperatura registrata alla profondità  $x$  ( $Prof_x$ ),  $T_m$  corrisponde alla temperatura media annuale dell'area indagata, pari a 12 – 13 °C (Figura 2.4) e 0 (m) corrisponde alla profondità del piano campagna, assunto come quota di riferimento.



**Figura 2.4** – Carta delle temperature medie annue dell'aria nella Provincia di Verona e indicazione dell'area oggetto dello studio, la quale ricade entro l'intervallo 12 – 13 °C (fonte: ARPAV, 2012).

### 2.3. L'acquifero confinato sottostante i depositi glaciali

Nei sedimenti alluvionali ghiaiosi localizzati tra -311 m e -441 m dal p.c., dallo spessore di 130 m, è stato rinvenuto un unico acquifero dotato di elevata potenzialità idrica, il cui livello statico si trova tra -10 e -20 m dal p.c. (50 ÷ 60 m s.l.m.).

Nel suo interno è possibile distinguere due livelli sulla base di una diversa temperatura media misurata: un strato superiore che presenta un valore di 26,10 °C e uno strato inferiore con temperatura media di 28,45 °C.

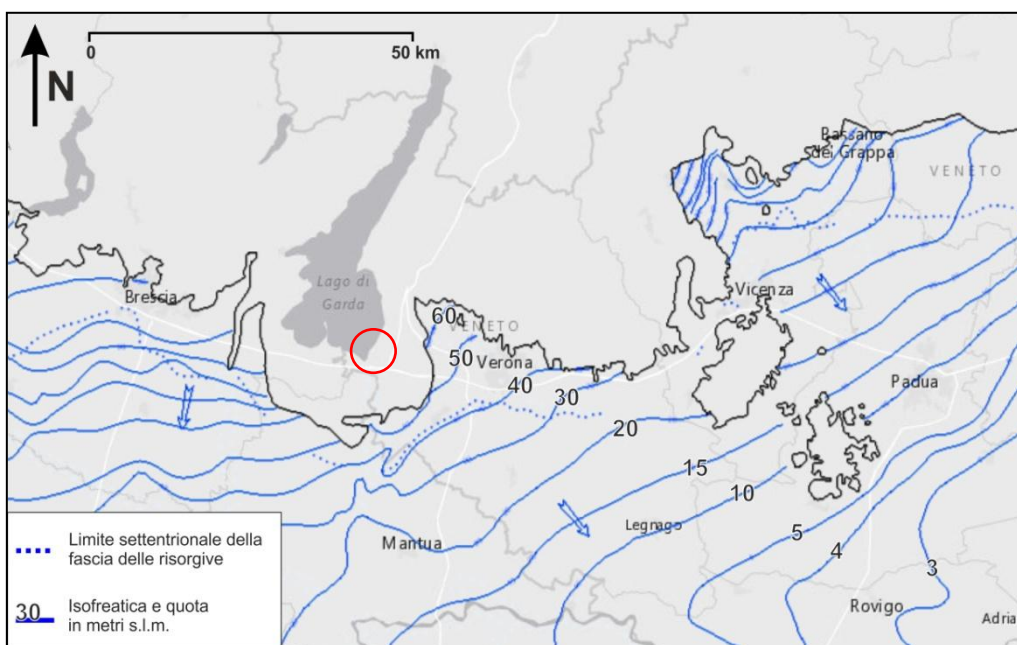
Considerando che per la pianura veronese il gradiente geotermico normale si attesta su valori di 3 °C/100 m (DELLA VEDOVA et al., 1995), le temperature misurate denotano l'esistenza di un'anomalia geotermica positiva (Tabella 4):

Quote acquifero dal p.c. (m)	-311 ÷ -399	-399 ÷ -441
Spessore acquifero (m)	88	42
Temperatura media dello strato misurata (°C)	26,10	28,45
Gradiente geotermico calcolato (°C/100 m)	3,97 ÷ 3,69	3,70 ÷ 3,50
Temperatura media dello strato senza anomalia termica (°C)	23,15	25,10
Incremento medio di temperatura per anomalia termica (°C)	+2,95	+3,35

**Tabella 4** – Calcolo del gradiente geotermico per l'acquifero contenuto nel materasso alluvionale tra le profondità di -311 e -441 m da p.c. mediante la formula (2).

Infatti, per tale acquifero il gradiente termico calcolato è sempre superiore a quello medio naturale come evidenziato in Tabella 4; da questo emerge che l'incremento medio di temperatura delle acque è pari a circa 3 °C rispetto alla condizione geotermica normale.

L'elevata potenzialità idrica di tale acquifero è documentata dall'andamento delle isofreatiche dell'alta pianura veronese (Figura 2.5) che si mantengono parallele al perimetro esterno delle cerchie moreniche del Garda. Da tale disposizione si può ritenere che il potente acquifero indifferenziato dell'alta pianura veronese sia alimentato per gran parte proprio dall'acquifero confinato contenuto nel materasso alluvionale sottostante i depositi glaciali dell'area gardesana.

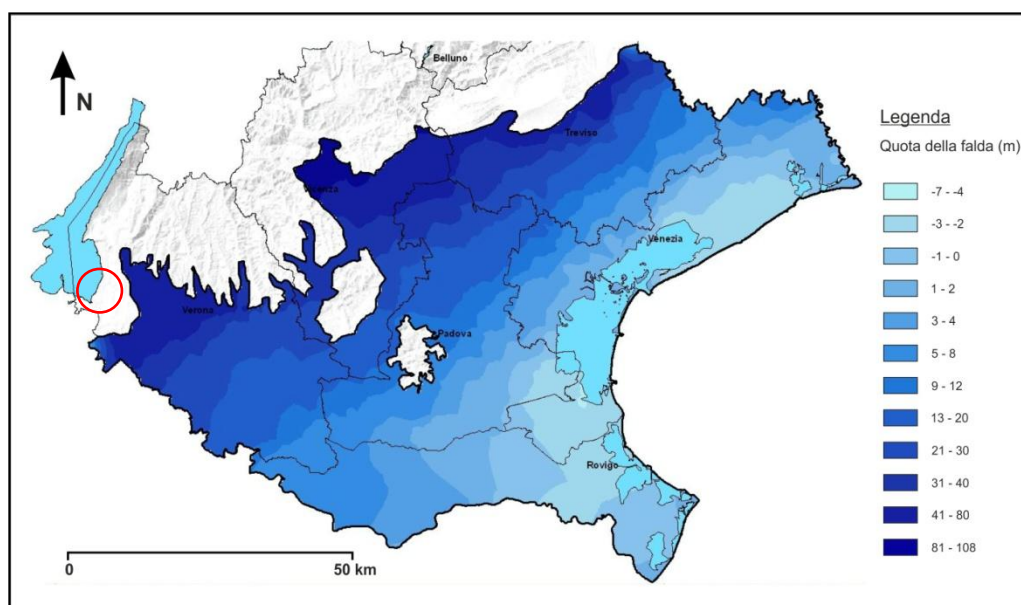


**Figura 2.4** – Estratto di carta delle isofreatiche del settore centrale dell'Italia settentrionale (fonte: [http://geomatic.disat.unimib.it/pianura\\_idrogeologica](http://geomatic.disat.unimib.it/pianura_idrogeologica)) con l'indicazione di località Campanello.



I sottostanti depositi marini di età Pleistocenica rinvenuti in corrispondenza al territorio comunale di Castelnuovo, dalla tessitura marnosa, sono da ritenersi acquicludi a seguito della loro bassa permeabilità.

Essi, pertanto, costituiscono il livello impermeabile basale su cui scorrono le acque sia dell'acquifero contenuto nello strato alluvionale sottostante i depositi glaciali che di quello dell'alta pianura veronese.



**Figura 2.5** – Carta di soggiacenza della falda freatica con l'indicazione di località Campanello (fonte: Progetto STRIGE, 2008-2009, modificata).



## 3. L'acquifero termale dell'area Gardesana Veronese

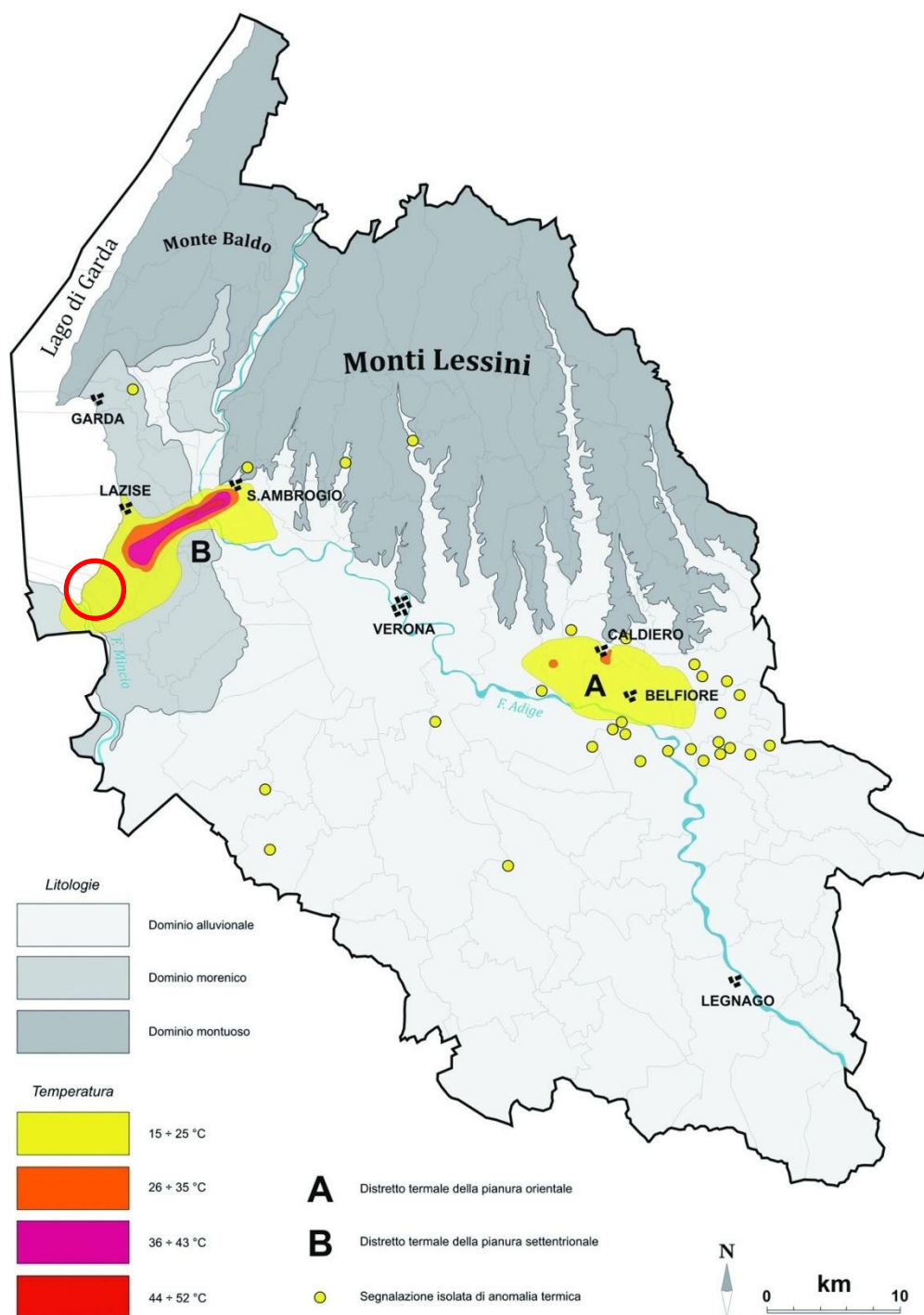
### 3.1. Cenni sul sistema termale Veronese

Il pozzo Campanello ricade all'interno di un'ampia anomalia geotermica positiva, di cui soltanto negli ultimi anni ne sono stati approfonditi gli studi di ordine idrogeologico (CASTELLACCIO, ZORZIN, 2012).

In sintesi, nel territorio veronese è possibile distinguere il *Distretto termale della Pianura Orientale (A)* e il *Distretto termale della Pianura Settentrionale (B)* nel quale si colloca l'area oggetto di indagine come indicato in Figura 3.1.

Le acque calde del sistema idrotermale sono da ricondurre alla presenza di serbatoi carbonatici profondi entro i quali si realizzano intense circolazioni di fluidi con nulle o minime connessioni con le falde idriche fredde superficiali che subiscono un progressivo riscaldamento ad opera del normale gradiente geotermico pari a 30 °C ogni 1000 m (PICCOLI et al., 1973 e 1976, DAL PIAZ et al., 1994, ANTONELLI et al., 1994; CASTELLACCIO, ZORZIN, 2012; CASTELLACCIO, COLLAREDA, 2013).

Più specificatamente, nel *Distretto B* i comuni interessati sono: Sant'Ambrogio di Valpolicella, San Pietro in Cariano, Pescantina, Pastrengo, Lazise, Bardolino, Peschiera del Garda e Castelnuovo del Garda. In questo settore le acque più calde fino ad ora riscontrate presentano valori di temperatura variabili tra 46 e 52 °C, ed esse, a seconda delle località e del termalismo, possono essere classificate bicarbonato calcico – magnesiache o clorurato-sodiche con valori di residuo fisso fino a circa 1,2 g/l.



**Figura 3.1** – Carta dei distretti termali della Provincia di Verona con indicazione dell'area di indagine presso il Comune di Castelnuovo del Garda (da: CASTELLACCIO e ZORZIN, 2012).

### **3.2. Il sistema termale dell'area gardesana**

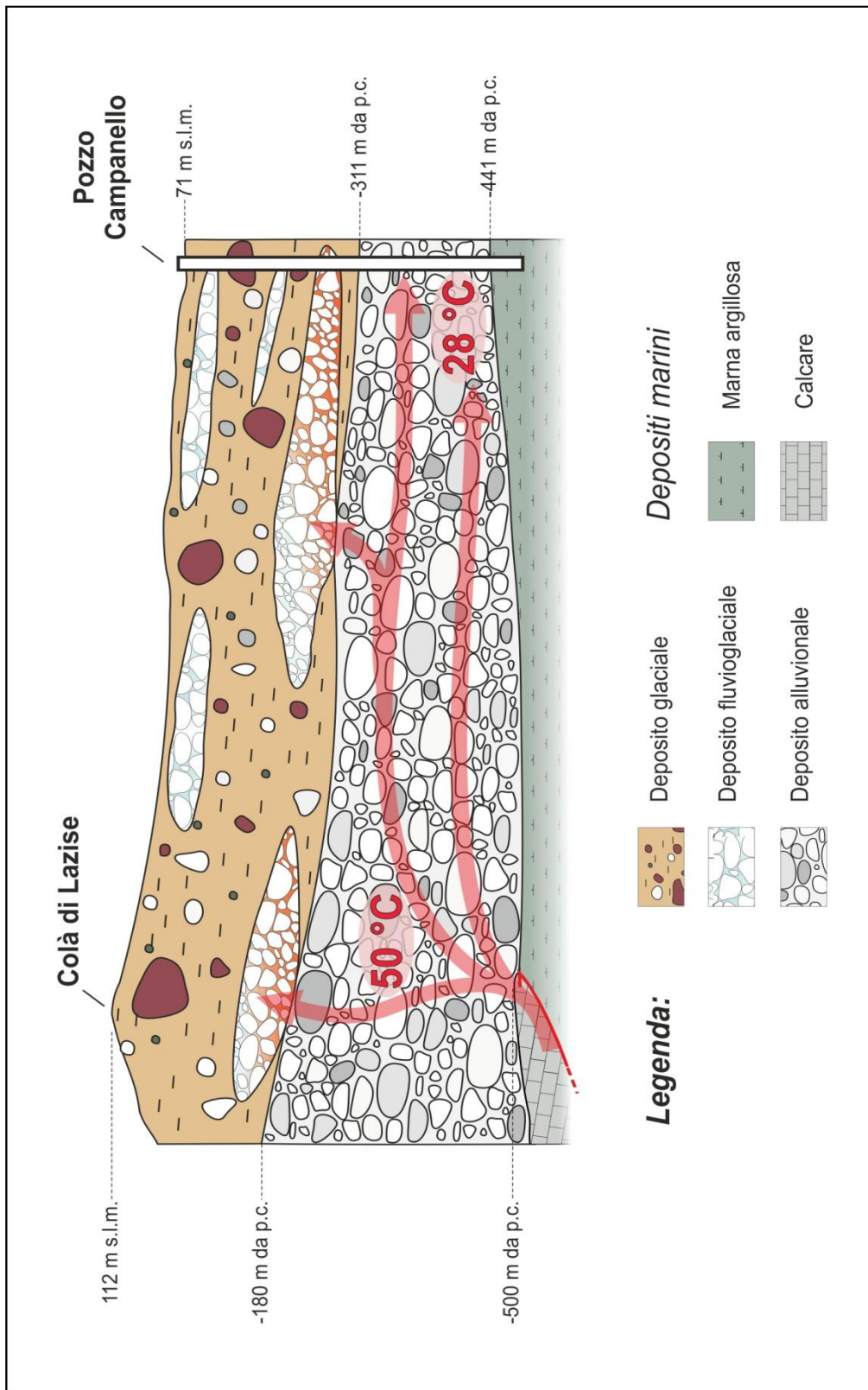
Gli acquiferi del settore del Distretto termale sviluppato nell'apparato morenico del Garda derivano dalla disposizione spaziale dei materiali glaciali e fluvioglaciali, i quali determinano, anche su brevi distanze, brusche variazioni di permeabilità, condizionando la diffusione in verticale e in orizzontale delle acque termalizzate provenienti dal basamento roccioso.

La fascia più promettente per la ricerca di acque calde dotate delle temperature più elevate è stata individuata tra le frazioni di Piovezzano di Pastrengo e Colà di Lazise e, in particolar modo, nell'intorno delle medesime località si concentra il maggior numero di pozzi profondi, compresi tra i -140 e i -240 m dal p.c., che permettono emungimenti con valori di temperatura compresi tra i 35 e 52 °C (Figura 3.3).

Esternamente a tale fascia si trova un ampio territorio compreso tra i comuni di Bardolino, Lazise, Castelnuovo del Garda e Peschiera del Garda in cui, entro gli acquiferi freatici ed artesiani, possono essere rinvenute acque dotate di anomalia termica con valori di temperatura generalmente compresi entro i 30 °C.

In questo contesto rivierasco del Garda, la presenza delle acque calde viene attribuita alla dispersione dei fluidi in risalita provenienti direttamente dal substrato roccioso che si diffondono all'interno dei sedimenti più porosi della copertura glaciale (stratificazioni fluvioglaciali) e nel sottostante materasso alluvionale (Figura 3.2).

In particolare, esiste una fascia preferenziale di risalita idrotermale in corrispondenza della dorsale sepolta compresa tra Colà di Lazise e Piovezzano impostata nel substrato calcareo (Paragrafo 1.6). Benché alla dorsale sepolta corrisponda un fronte di sovrascorrimento (struttura compressiva), la risalita dei fluidi viene costantemente garantita dalla dislocazione trasversale ad opera di faglie trascorrenti del sistema scledense che rende beante il passaggio delle acque diretto dal basso verso l'alto.

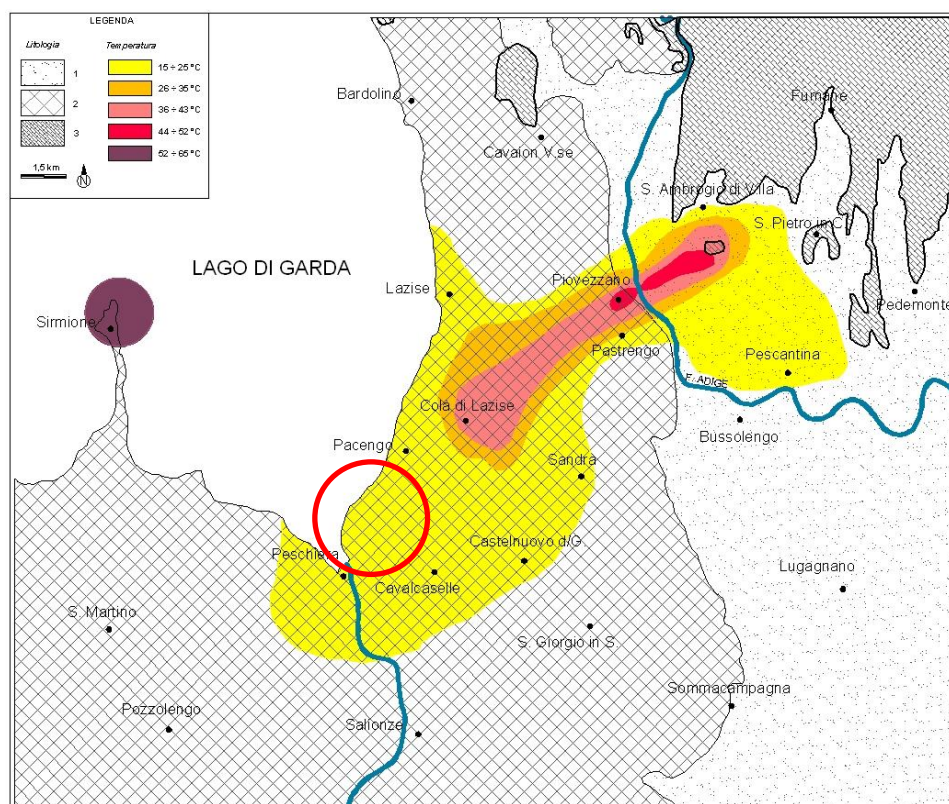


**Figura 3.2** – Sezione 1: schema idrogeologico – idrotermale dell'area indagata.

### 3.2.1. L'acquifero termale confinato sottostante i depositi glaciali

Nel sottosuolo di Castelnuovo del Garda, tra le profondità di -311 m e -441 m dal p.c. (spessore 130 m), è stato rinvenuto un acquifero caratterizzato da valori di temperatura compresi tra 24,7 e 29,3 °C che denotano l'esistenza di un'anomalia geotermica positiva, come riportato in Tabella 4.

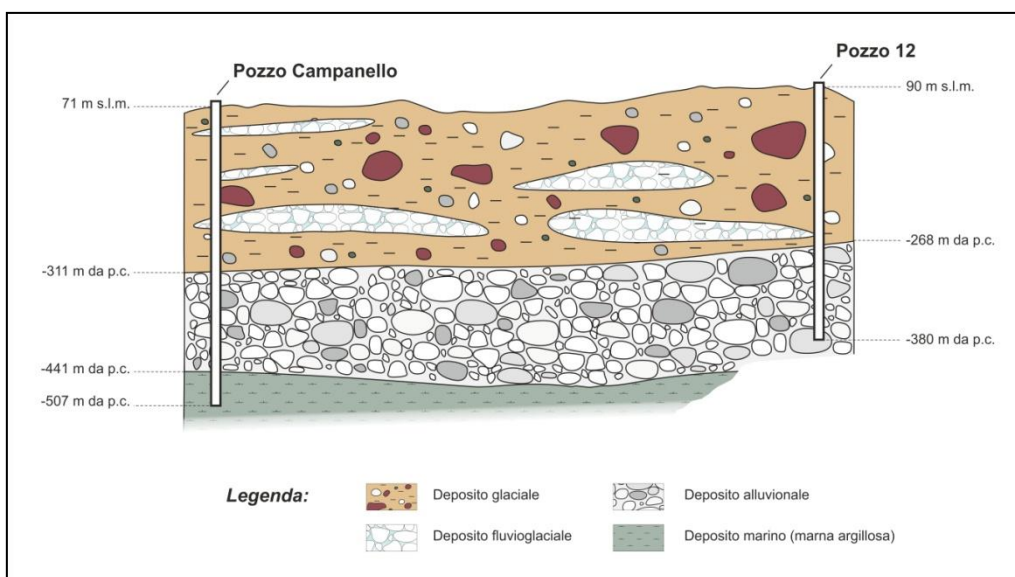
Si ritiene che la componente idrica che rende termicamente anomalo tale acquifero, contenuto all'interno dei sedimenti alluvionali ghiaiosi, derivi dalle dispersioni termali provenienti dalla zona compresa tra Colà di Lazise e Piovezzano di Pastrengo (Figura 3.3). Appare quindi verosimile che la diffusione delle acque calde entro tale acquifero sia responsabile dell'innalzamento della sua temperatura media, rispetto alla condizione geotermica normale, di un valore pari a circa 3 °C.



**Figura 3.3** – Area di diffusione delle acque termali nel Distretto termale della pianura settentrionale con indicazione del sito della terebrazione. *Legenda: 1) depositi alluvionali; 2) depositi glaciali e fluvioglaciali; 3) rilievi collinari con indicata l'area di indagine (CASTELLACCIO, ZORZIN, 2012).*

Un'ulteriore conseguenza della diffusione termale riguarda l'incidenza sul chimismo delle acque, poiché si constata una certa somiglianza del carattere chimico tra le acque del sottosuolo di Colà di Lazise e dell'acquifero profondo di località Campanello.

A conferma di tale situazione è possibile fare riferimento al pozzo n. 12, che intercetta lo stesso acquifero individuato dal pozzo Campanello tra le quote -311 ÷ -441 m dal p.c., ovvero anch'esso contenuto nel materasso alluvionale sottostante la copertura glaciale (Figura 3.4). Per tale derivazione si dispone di stratigrafia fino alla quota di -380 m dal p.c., di log termici e di analisi chimica che permettono di correlare il chimismo delle acque con quello già noto per il sottosuolo termalizzato di Colà di Lazise relativo ai pozzi n. 18, 19, 21 (Tabella 5) (CASTELLACCIO, ZORZIN, 2012).



**Figura 3.4** – Sezione 2: schema stratigrafico che mostra l'intercettazione dello stesso acquifero termale in corrispondenza del pozzo Campanello e del pozzo 12.

Un cenno sul chimismo meritano gli acquiferi presenti nella copertura glaciale soprastanti l'acquifero termale confinato presente nel materasso alluvionale profondo. A tal riguardo, i dati bibliografici documentano che eventuali innalzamenti della loro temperatura portano ad aumentare anche le



concentrazioni di alcuni parametri chimici, quali Ferro, Ammoniaca, Manganese, Arsenico e talora Alluminio che rendono l'acqua non potabile o dotata di scadenti requisiti organolettici.

LOCALITÀ	POZZI COLÀ DI LAZISE	POZZO N. 12
Quota p.c. (m s.l.m.)	112	80
Livello statico (m da p.c.)	-63	-25
Temperatura (°C)	41,2	28
Livello acquifero (m da p.c.)	-180 ÷ -205	-268 ÷ -380
pH	7,4	7,74
Cloruri (mg/l)	330	350
Solfati (mg/l)	112	97
Fluoruri (mg/l)	1,3	1,27
Borati (mg/l)	1,2	1,24
Arsenico (mg/l)	0,002	0,002
Ferro (mg/l)	0,69	0,14
Bario (mg/l)	0,09	0,06
Manganese (mg/l)	0,03	0,092

**Tabella 5** – Confronto tra i principali parametri di carattere idrogeologico e geochimico tra i pozzi di Colà di Lazise e il pozzo n.12; si denota la similarità delle proprietà delle acque emunte. I parametri relativi a Colà di Lazise sono stati ottenuti dalla media dei valori dei parametri dei pozzi n.18, 19, 21.

Per tali situazioni, tipicamente caratterizzate da valori termici compresi entro i 25 °C, si ritiene che la situazione idrochimica sia fortemente condizionata dalla presenza di materiale argillo – organico – torboso disposto a varie quote, da cui provengono gli eccessi degli elementi chimici sopra citati dovuti all'aumento di temperatura rispetto al normale.

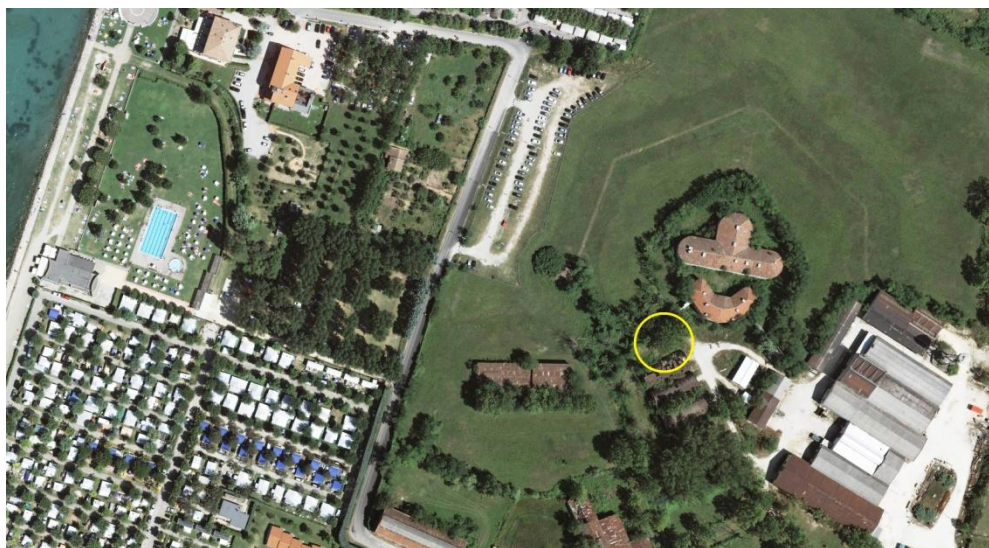
In analogia agli acquiferi presenti nell'ambito morenico, anche per quelli rinvenuti presso il pozzo Campanello fino alla quota di -311 m dal p.c., caratterizzati da valori di temperatura superiori a quelli freddi normalmente presenti nel sottosuolo (Tabella 3), in assenza di specifiche analisi chimiche, si può presupporre che anch'essi siano caratterizzati da elevate concentrazioni di As, Al, NH<sub>4</sub>, Cr, Zn, Mn, Fe.

## 4. I dati emersi dalla terebrazione del pozzo Campanello

### 4.1. Descrizione del cantiere e premesse generali

L'ubicazione dell'area di cantiere nella quale è stata eseguita la perforazione è situata nel Comune di Castelnuovo del Garda, in vicinanza della costa lacustre, su di una morfologia regolare leggermente digradante verso lo specchio lacustre (Figura 4.1).

I lavori di perforazione sono iniziati nel mese di febbraio 2015 e conclusi alla fine di aprile 2015.



**Figura 4.1** – Estratto di ortofoto dell'area circostante il sito di terebrazione del pozzo, indicato con il cerchio giallo (Volo: 2010 reven Verona ovest).

L'area individuata per la realizzazione del pozzo si presenta piana e gode di ampie condizioni di stabilità geotecnica ai sensi del D.M. 14.01.2008 – N.T.C. Cap. 6.2.1.

In relazione al Piano di Tutela delle Acque della Regione Veneto, l'area destinata alla terebrazione del pozzo ottempera alle disposizioni di salvaguardia delle acque sotterranee destinate al consumo umano.

In particolare, la zona interessata dalla ricerca è ubicata esternamente alla zona di rispetto dei pozzi per acqua ad uso idropotabile pubblico presenti nella zona ai sensi dell'art. 15 delle N.T.A. Pertanto può essere specificato che la perforazione non ricade e non potrà interferire con alcuna zona di rispetto stabilita dal D.P.R. n° 236 del 24.05.88, D.Lgs. n. 31 del 02.02.2001 e D.Lgs. 152/2006.

L'area della ricerca fa parte del comprensorio gestito dal Consorzio di Bonifica Adige - Garda.

Il comune di Castelnuovo del Garda non fa parte dei comuni soggetti a tutela primaria degli acquiferi (Allegato E del P.T.A., 2009) e per esso non sono stati individuati particolari acquiferi nel sottosuolo preclusi a determinati utilizzi.

In base alla vigente normativa (L.R. 40/1989, l'Art. 96 comma 3° del D.Lgs. n. 152/2006; Art. 40 del P.T.A. e al D.G.R.V. n. 985/2013) fra i vari usi dell'acqua estratta dal sottosuolo è ammesso l'uso balneoterapico e lo scambio termico.

Ai sensi degli Artt. 30 e 35 del P.T.A., 2009 lo scarico delle acque utilizzate per scopi di scambio termico è ammesso sul suolo o negli strati superficiali del sottosuolo, purché le acque non siano suscettibili di contaminazioni.

Tale tipologia di acque di scarico e relativa opera di smaltimento, ai sensi dell'Art. 39 comma 5, sono soggette ad autorizzazione comunale avvalendosi dell'autorizzazione rilasciata dal competente Consorzio di Bonifica.

La profondità massima di indagine preventivata è stata di circa 600 m dal piano di campagna. Il cantiere ha interessato un'estensione di circa 120 m<sup>2</sup> ed è stato opportunamente recintato e segnalato. I lavori sono stati condotti in ottemperanza alla vigente normativa per garantire le condizioni di salute e

sicurezza dei lavoratori ed è stato acquisito da parte dei proprietari – titolari del provvedimento di concessione il Piano Operativo per la Sicurezza (P.O.S.) dell'impresa di perforazioni, redatto ai sensi dell'art. 96 del D.Lgs. 81/2008.

I fanghi e i residui della perforazione sono stati amministrati in ottemperanza alla vigente normativa (D.Lgs. 152/2006), ovvero sono stati gestiti come rifiuto (Artt. 182 e 184 ter) o come sottoprodotto (Art. 185 e Art. 41 bis del D.Lgs. 69/2013).

I macchinari e le attrezzature presenti all'interno del cantiere erano le seguenti:

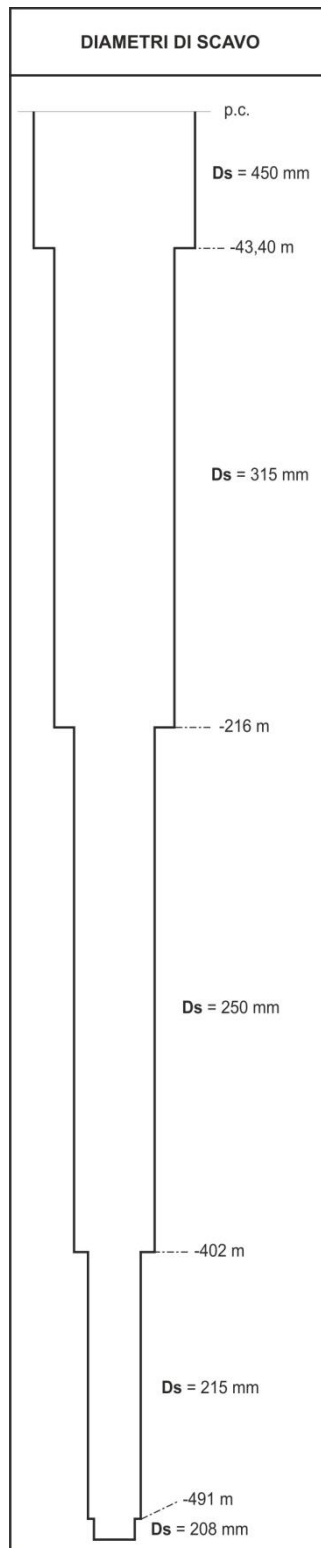
- macchina perforatrice completa di aste di perforazione;
- vasca a tenuta per la raccolta dei fanghi e per contenere i materiali di risulta dalla tessitura limo-argillosa e sabbiosa;
- vasche a tenuta per l'acqua necessaria alla miscelazione del fango;
- vasca di miscelazione del fango;
- pompe di ricircolo,
- utensili e apparecchiature per le saldature,
- autocarro per il trasporto del gasolio e dei materiali di consumo.

Durante l'escavazione si è provveduto al recupero del cutting per permettere di redigere la stratigrafia dei terreni attraversati ed è stata effettuata la raccolta di altri dati tecnici per avere informazioni sulle condizioni idrogeologiche del sottosuolo (livelli con elevato rifiuto, livelli permeabili ed impermeabili, strati teneri, livelli acquiferi, etc.) oltre che i log geofisici in foro.

In fase di ricerca la sequenza delle operazioni di perforazione e delle indagini ha previsto, fino alla quota di -6 m dal p.c., l'inserimento nel terreno di una tubazione di rivestimento provvisorio di avampozzo, utilizzando il metodo ODEX, costituita in acciaio al carbonio dal diametro nominale (DN) di

600 mm e avente spessore di 6 mm. A seguire, fino alla quota di -507 m dal p.c., la perforazione ha utilizzato il metodo a rotazione con distruzione di nucleo mediante l'uso di acqua con fanghi bentonitici ed un approfondimento di tipo telescopico, di seguito brevemente sintetizzata (Figura 4.2):

- perforazione a rotazione del diametro 450 mm con tricono e circolazione diretta di fanghi bentonitici fino alla profondità di circa -43 m da p.c.;
- fornitura e posa di tubazione cieca di rivestimento in acciaio al carbonio con colonna avete diametro nominale di 350 mm, dallo spessore di 6,3 mm e dalla lunghezza di 43,40 m;
- ripresa della perforazione a rotazione del diametro 315 mm con tricono e circolazione diretta di fanghi bentonitici fino alla profondità di -216 m da p.c.;
- ripresa della perforazione a rotazione del diametro 250 mm con tricono e circolazione diretta di fanghi bentonitici fino alla profondità di -402 m da p.c.;
- ripresa della perforazione a rotazione del diametro 215 mm con tricono e circolazione diretta di fanghi bentonitici fino alla profondità di -491 m da p.c.;
- ripresa della perforazione a rotazione del diametro 208 mm con scalpello a lame e circolazione diretta di fanghi bentonitici fino alla profondità di -507 m da p.c.;
- esecuzione dei seguenti log geofisici in foro:
  - Log di Conducibilità elettrica del fluido nel pozzo,  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ;
  - Log di Temperatura,  $^{\circ}\text{C}$ ;
  - Log Gamma Ray, CPS;
  - Log di Resistività elettrica (8", 16", 32", 64"),  $\text{Ohm} \cdot \text{m}$ ;
  - Log Potenziale Spontaneo (SP), mV;
  - Log Full Wave Sonic (FWS),  $\text{m}/\mu\text{s}$ .



**Figura 4.2** – Schema del pozzo realizzato in fase di ricerca e dei relativi diametri di scavo ( $D_s$ ) utilizzati.

## 4.2. Metodo di perforazione

Per la terebrazione del pozzo è stato utilizzato il metodo a rotazione a distruzione di nucleo, con circolazione diretta dei fanghi montato su camion (Figura 4.3). Tale metodo prevede l'utilizzo di una batteria di perforazione composta da un certo numero di aste e da uno scalpello fissato all'estremità inferiore, grazie al quale avviene l'azione vera e propria di perforazione. Nel macchinario utilizzato il moto rotatorio è impresso alla batteria di perforazione da parte di una testa motrice idraulica. Lo scalpello frantuma il terreno sotto l'effetto della rotazione trasmessagli dalle aste, dando luogo alla formazione di detrito (*cutting*).



**Figura 4.3** – Impianto di perforazione a rotazione automontato, con circolazione diretta dei fanghi; in basso, oltre la rete, sono visibili le aste di perforazione utilizzate, ciascuna dalla lunghezza di 6 m e diametro di 140 mm.



Il fango di perforazione viene pompato in pressione in testa alla batteria di perforazione e da qui all'interno delle singole aste, per poi fuoriuscire da appositi ugelli a fondo foro in corrispondenza dello scalpello e infine risalire attraverso il perforo, ovvero l'intercapedine creatasi tra la parete esterna delle aste di perforazione e la parete del terreno perforato. Una volta in superficie, esso passa poi attraverso un vibrovaglio che raccoglie la maggior parte dei detriti grossolani, specialmente quelli ghiaio – ciottolosi, per poi fluire all'interno di una vasca di raccolta dei fanghi (Figura 4.4), dove il cutting residuo viene fatto decantare. Da qui viene nuovamente pompato in pressione in testa alla batteria delle aste di perforazione.



**Figura 4.4** – Vibrovaglio (a sinistra) e vasca di raccolta dei fanghi di perforazione (a destra) presenti in cantiere.

#### **4.2.1. Caratteristiche del fango di perforazione**

Il fango di perforazione assolve ad alcune fondamentali funzioni nel corso della perforazione:

- *Raffreddamento e lubrificazione*: l'azione di frantumazione dello scalpello sul terreno è fonte di calore, a causa dell'attrito tra i due mezzi. Di conseguenza il fango deve essere dotato delle adeguate capacità di assorbimento del calore e di lubrificazione tra le diverse parti meccaniche per non incorrere nell'usura precoce e in danneggiamenti dell'impianto. Una insufficiente lubrificazione induce infatti un'elevata resistenza alla rotazione della batteria di perforazione;
- *Rimozione e trasporto del cutting*: la rapidità con la quale i detriti vengono asportati dal fondo foro ha un considerevole effetto sull'efficienza dell'azione perforante dello scalpello, dunque sulla velocità di avanzamento e sulla sua durata, poiché ad una maggiore permanenza del cutting sul fondo del pozzo, corrisponde anche una ulteriore macinazione di quest'ultimo da parte dello scalpello. Oltre che dalle caratteristiche di viscosità e densità del fluido di perforazione, la velocità di rimozione del cutting dipende inoltre dalle dimensioni del perforo, dalla densità e dal diametro del cutting stesso e dalla portata della pompa, che devono essere adeguatamente calibrati a mano a mano che la perforazione procede;
- *Sospensione e deposito del cutting*: la capacità del fango di perforazione di tenere in sospensione il cutting durante i momenti di fermo della circolazione dipende dal suo grado di tissotropia, ovvero dalla sua possibilità di passare reversibilmente dallo stato liquido, nel caso di moto, allo stato di gel, se sopraggiunge una condizione di quiete. Se il fango non avesse un grado tissotropico opportuno, durante le varie soste di circolazione, ad esempio nel

caso di manovre, sostituzioni, etc., il cutting tenderebbe a depositarsi a fondo foro, intrappolando così lo scalpello e le aste più profonde;

- *Controllo della pressione:* durante la perforazione può capitare di intercettare delle falde artesiane in pressione, la cui fuoriuscita di acque può andare a diluire il fango di perforazione, alterandone le caratteristiche fisico – chimiche e, nei casi più gravi, generare un'eruzione. Per impedire ciò, la colonna di fango deve essere in grado di creare, in corrispondenza di tale falda, una pressione idrostatica superiore alla pressione dell'acqua nell'acquifero. Una tale proprietà del fango è controllata attraverso modifiche e correzioni sulla sua densità, inducendone un aumento attraverso l'aggiunta di sostanze dall'elevato peso specifico;



**Figura 4.5** – Vasca di preparazione del fango di perforazione bentonitico, dotata di una capacità di 2 m<sup>3</sup>.

- *Sostegno delle pareti del pozzo:* sebbene la pressione idrostatica esercitata dalla colonna di fango sia già di per sé sufficiente ad evitare il franamento delle pareti del perforo o l'eventuale rigonfiamento dovuto alla

presenza di marne o argille a contatto con acqua, il fango sostiene le pareti anche grazie alla formazione di una sorta di intonaco (*pannello*) attorno alle pareti interne del pozzo.

È importante che il fango di perforazione utilizzato sia dotato delle caratteristiche di densità, viscosità e tissotropia adeguate in relazione alle qualità del terreno attraversato, in modo tale da garantire le sue funzioni essenziali appena enunciate.

Il fluido di perforazione utilizzato in questa perforazione è stato miscelato direttamente in cantiere in un'apposita vasca dalla capacità di 2 m<sup>3</sup> (Figura 4.5) ottenendo una miscela di acqua e bentonite sodica naturale (*Bentosund 120*®), in un rapporto di 37,5 kg di bentonite ogni metro cubo di acqua.

Nel corso della perforazione, come si vedrà, particolare cura è stata rivolta alla gestione e manutenzione del fango, per evitare che si producano volumi eccessivi di reflui che potevano incidere significativamente sui costi di smaltimento in discarica autorizzata.

Inoltre, in tutta l'attività di cantiere è stato considerato fondamentale ottimizzare le caratteristiche reologiche del fango di perforazione (densità, viscosità plastica, tissotropia) e il contenuto in solidi, per diminuire le perdite di carico nelle aste di perforazione e nell'intercapedine, le capacità di trasporto, per rimuovere i detriti dal pozzo e mantenerlo pulito, e la filtrazione, per minimizzare le interazioni tra fluido e sedimenti porosi.

A tale scopo si è proceduto ad una accurata selezione delle attrezzature di superficie, tra cui la predisposizione del vibrovaglio, che consente una prima importante separazione dei detriti di perforazione dal fango, e il sistema di trattamento reflui, la cui funzione è quella di recuperare l'acqua dal fango da smaltire, allo scopo di ridurre i volumi da conferire in discarica.

### **4.3. Stratigrafia di campagna redatta dal cutting e le modalità di avanzamento**

La stratigrafia di campagna (Figura 4.7) è stata redatta utilizzando il cutting emergente in superficie, unito ad altri elementi di valutazione (entità del rifiuto dello scalpello, velocità di avanzamento, reologia del fango di perforazione e sua diluizione o assorbimento) a cui è stata correlata la velocità di risalita dei detriti prodotti all'interno del perforo.

Essendo una perforazione a distruzione di nucleo, sono giunti in superficie e campionati soltanto quei settori stratigrafici composti da materiali litoidi, mentre i sedimenti meno competenti, come le argille, hanno subito un vero e proprio scioglimento nei fanghi di perforazione. Nonostante questo, la presenza di fini è ben registrata nelle variazioni delle caratteristiche dei fanghi. Correlando quindi i materiali prelevati dal cutting e le informazioni derivate dalle proprietà fisico – chimiche dei fanghi di perforazione, si è potuta ricostruire una stratigrafia di campagna, la quale, come si vedrà nel Paragrafo 4.6.2, è stata comparata con le misure geofisiche realizzate in foro al fine di confermare i dati acquisiti e di fornire ulteriori elementi di valutazione per la costruzione definitiva del pozzo di emungimento.

La perforazione ha inizialmente previsto un scalpello a rulli conici (tricono) dotato di denti in Carburo di Tungsteno (Widia) del diametro di 450 mm, aste di lunghezza di 6 metri e diametro di 150 mm fino alla profondità di -43,40 m. A seguire, si è provveduto al rivestimento del foro di scavo con una tubazione in acciaio al carbonio dal diametro di 350 mm fino alla profondità di -43,40 m.

Il rivestimento del foro nelle prime decine di metri della perforazione di solito è strettamente necessario, in quanto il terreno risulta poco compattato e soggetto all'azione delle variazioni della falda freatica. Si potrebbe perciò incorrere nel franamento delle pareti del foro di scavo, il che causerebbe notevoli disagi alle attrezzature, nonché l'interruzione momentanea e il rallentamento del proseguo del cantiere.

Alla quota di -43,40 m dal p.c. è seguito il primo cambio di scalpello, sostituendo il precedente con un tricono dello stesso materiale ma avente diametro inferiore e pari a 315 mm.

I primi 8 metri di scavo indicavano la presenza di un deposito pedogenizzato, composto da argilla di colore marrone – giallastro; fino ad una profondità di -88 m dal piano campagna il cutting ha restituito in superficie argilla con ghiaietto, a cui è seguito un primo livello di ghiaie pulite fino a -105 m, in corrispondenza delle quali si è registrata perdita del fluido di perforazione e un rallentamento della velocità di avanzamento come conseguenza della maggiore competenza del deposito. Da un esame macroscopico le ghiaie hanno restituito una composizione petrografica prevalentemente di provenienza atesina, essendo composte per la quasi totalità da porfidi rossastri.

Nei successivi 20 m si è assistito alla ricomparsa di materiali prevalentemente argillosi, dopodiché la perforazione ha subito un brusco rallentamento per la comparsa di un blocco di porfido di grosse dimensioni che ha causato la rottura dello scalpello e l'interruzione dei lavori per la sua sostituzione. L'avanzamento è quindi proseguito regolarmente riprendendo la perforazione in un sedimento composto da argilla e ghiaietto fino -208 m dal p.c. intervallato solamente da un orizzonte puramente argilloso tra -181 a -190 m dal p.c.

Oltre i -208 m da p.c. si subentra nuovamente in un orizzonte ghiaioso di 20 metri, differenziato dalla ghiaia precedente per quanto riguarda la composizione petrografica, essendo ora completamente assente la componente atesina in favore di una composizione carbonatica dal colore biancastro.

Da -216 m dal piano campagna lo scavo è proseguito utilizzando un tricono con denti in Widia dal diametro pari a 250 mm.

Superato l'orizzonte ghiaioso l'avanzamento è avvenuto in un monotono spessore di 66 metri di ghiaia mista ad argilla, interrotto unicamente da 3 metri di argilla pura giallastra tra -243 e -246 m.

A -294 m dal p.c. il livello dei fanghi all'interno della vasca è calato, segnale dell'inizio di un orizzonte molto permeabile e persistente sotto l'aspetto dell'avanzamento, riconducibile ad un livello conglomeratico.

Sono seguiti un brevissimo livello argilloso giallastro (tra -299 e -301 m) e un livello ghiaioso – argilloso (tra -301 e -311 m), passati i quali ha iniziato un potente spessore di ghiaia carbonatica costituita da piccoli ciottoli arrotondati e locali livelli di conglomerato in corrispondenza dei quali si sono riscontrate le maggiori perdite di fluido di perforazione. Queste sono risultate talmente ingenti da richiedere non solo il continuo rifacimento e aggiunta del fango di perforazione, ma il più delle volte anche l'aggiunta di additivi (cellulosa) e addirittura segatura per contrastare la potenza del fenomeno. I livelli di conglomerato si sono dimostrati estremamente tenaci, tali da aver causato la rottura dello scalpello alla profondità di -325 m; il tricono è stato quindi sostituito con un altro scalpello identico per tipologia e diametro.

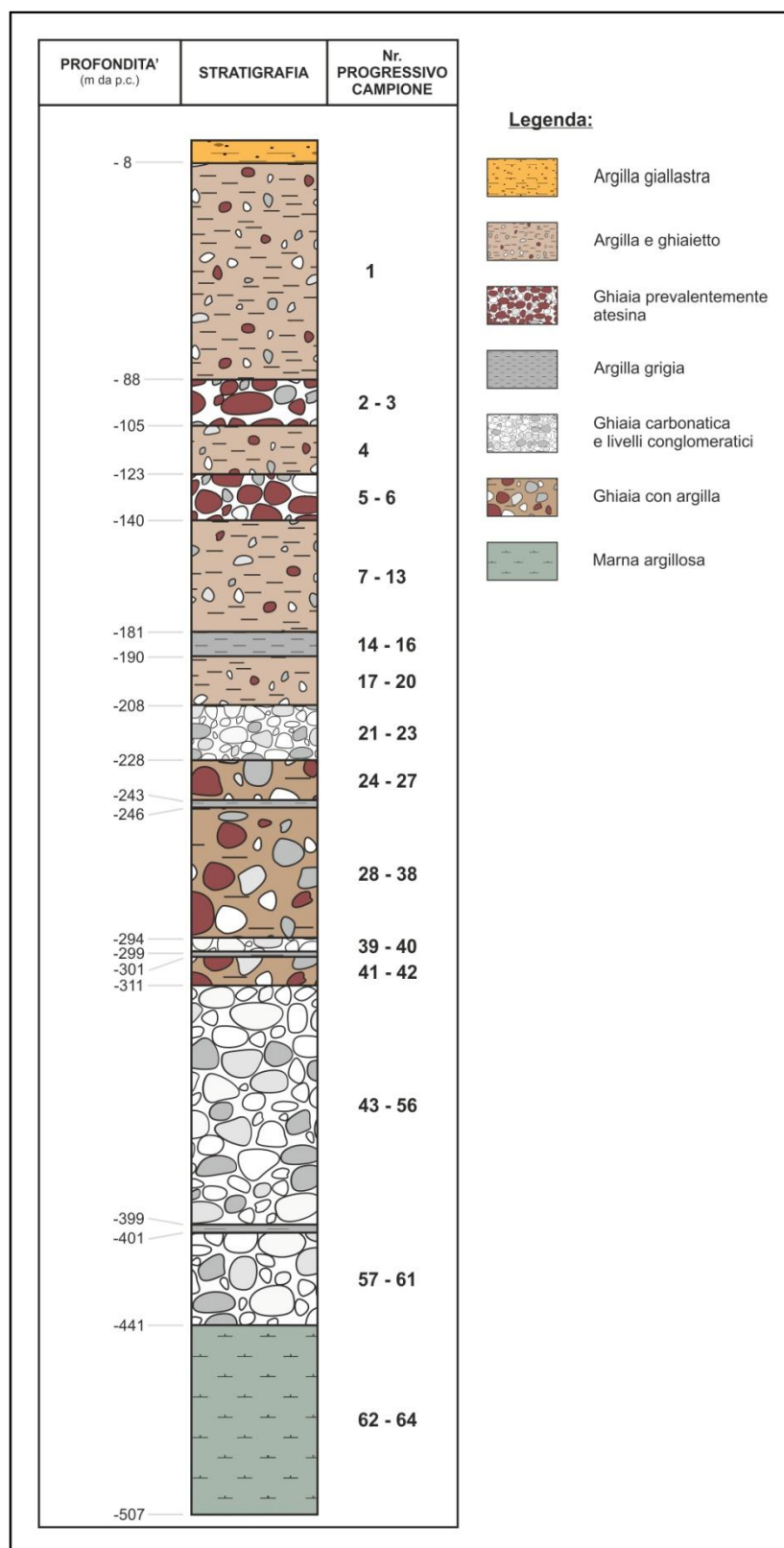


**Figura 4.6** – Alcuni degli scalpelli utilizzati: a sinistra uno scalpello a rulli conici dal diametro di 215 mm, a destra uno scalpello a lame dal diametro di 208 mm.

L'unica interruzione in questo potente deposito sono 3 metri di argilla grigio – verde riscontrati tra le profondità di -399 e -402 m, oltre le quali si è deciso di ridurre ulteriormente il diametro dello scalpello ed utilizzare un tricono con diametro di 215 mm.

Si è perforato all'interno dello stesso tipo di materiale (ghiaia carbonatica costituita da piccoli ciottoli arrotondati e locali livelli di conglomerato) fino alla profondità di 441 m, quota alla quale vi è stato un cambio litologico significativo rappresentato da sedimenti costituiti da marne argillose plumbee. Data la persistenza delle marne, a -491 m dal p.c. è stato effettuato l'ultimo cambio di scalpello, innestando sulla testa di perforazione uno scalpello a lame dal diametro di 208 mm (Figura 4.6), che è stato mantenuto fino al termine della perforazione, avvenuta a -507 m dal piano campagna. Le lame di cui è dotato lo scalpello lo rendono particolarmente adatto all'avanzamento all'interno di sedimenti argillosi, o comunque non litoidi, laddove il tricono faticava ad avanzare a causa dell'eccessiva plasticità del materiale marnoso. In aggiunta, lo scalpello a lame ha permesso il prelievo di campioni di marna tra le profondità di -491 m dal p.c. e il fondo foro, che sono state oggetto di successive analisi di carattere micropaleontologico da parte dei ricercatori del CNR nell'ambito del Progetto GeoMol (Paragrafo 4.5).





**Figura 4.7** – Stratigrafia di campagna redatta dal cutting e numero progressivo dei campioni di cutting prelevati durante la perforazione.

#### **4.4. Misurazioni giornaliere sul fango di perforazione**

Quotidianamente l'attività di cantiere ha previsto la redazione del giornale di sonda (Figura 4.8) sul quale sono state annotate le caratteristiche della perforazione, tra cui il diametro del foro di scavo, l'avanzamento conseguito, le caratteristiche dei fanghi di circolazione, la natura dei terreni attraversati, le manifestazioni idriche, il diametro e la lunghezza delle tubazioni poste in opera.

Sono state inoltre compilate le schede di rilevamento sul fango di perforazione (Figura 4.9), quali indicatori estremamente utili per comprendere dalle caratteristiche reologiche del fango le caratteristiche dei terreni attraversati e l'efficienza dell'impianto di perforazione.

Le schede di rilevamento fango sono risultate in totale n. 20 ed esse sono state compilate a partire dalla profondità di -246 m dal piano campagna fino al fondo foro. La loro compilazione è stata effettuata solo qualora le condizioni del fango lo permettevano, ovvero nel caso in cui le proprietà del fango non subivano correzioni mediante l'aggiunta di appositi additivi.

La temperatura del fango affiorante a bocca pozzo nel percorso di ritorno è stata sempre oggetto di misurazione, in considerazione del fatto che tale proprietà risulta indipendente dalle proprietà reologiche del fango.

Per valutare le proprietà reologiche del fango, veniva prelevato un campione ad intervalli regolari e/o al cambio di significative variazioni litologiche, del quale si misurava:

- la *densità* ( $\text{kg/dm}^3$ ), versando il campione di fango all'interno di un recipiente a volume noto ( $1 \text{ dm}^3$ ) e pesato su una apposita bilancia;
- la *viscosità* ( $\text{s/dm}^3$ ), valutata mediante l'utilizzo di uno strumento apposito per la misura della fluidità del fango, denominato *Cono di Marsh* (UNI EN 445 3.3.2). Si tratta di un cono in plastica cavo all'interno, avente una

capacità totale pari 1,5 litri, e dotato di un setaccio nella parte apicale con rete di 1,5 mm per trattenere gli eventuali materiali più grossolani. La procedura consiste nel versare il fluido (in questo caso 1 litro, corrispondente a 1 dm<sup>3</sup>), misurando con l'ausilio di un cronometro il tempo che impiega il fango a defluire completamente dal cono. A seconda dei valori di viscosità misurati è possibile associare le varie granulometrie del cutting asportato al fine di ottimizzare il trasporto in superficie (Tabella 6). Secondo questo criterio, è possibile agire sulla composizione del fango bentonitico per modificarne viscosità cambiando il contenuto di bentonite o la percentuale di acqua nel fango, oppure aggiungendo degli appositi additivi (polimeri del tipo Vinilmud P30 o Bentonite sodica naturale).

Tipo di materiale	Viscosità Marsh [s/dm <sup>3</sup> ]
Argilla	40
Sabbia fine	45
Sabbia media	50
Sabbia grossa	60
Ghiaia	70 – 80

**Tabella 6** – Valori tabellari ottimali della viscosità con il cono di Marsh a seconda del tipo di materiale di scavo.

- il *pH*, mediante delle apposite strisce analitiche. Dato il carattere sodico della bentonite, è stato necessario che il pH si mantenesse basico, almeno pari al grado 8 della scala di acidità;
- la *temperatura*, misurata a bocca pozzo mediante un termometro digitale direttamente sul fango di perforazione in risalita, prima che esso finisse all'interno della vasca di raccolta fanghi.

Quando la permeabilità del materiale attraversato era tale da assorbire ingenti quantità di fluido di perforazione si è proceduto ad una correzione alla composizione del fango attraverso l'aggiunta di cellulosa. Ciò allo scopo di innescare nel fluido una flocculazione forzata affinché il fango stesso non potesse più infiltrarsi entro le porosità del terreno attraversato. Se tale procedura non si dimostrava ancora sufficiente, si operava mediante l'aggiunta di un quantitativo variabile di segatura di legno.

## UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

## DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Via Gradenigo, 6 – 35131 Padova

## GIORNALE DI SONDA

Rilevatore: Valeria Posenato

Data:

Decreto di ricerca	n. 250 del 19/07/2013
Pratica	D/12166
Comune	Castelnuovo del Garda
Località	Via Campanello
Ditta	SAIMA Industrie Meccaniche S.p.A.
Ditta esecutrice	Moioli V. & R. s.n.c. – Roverbella (MN)

Diametro del foro di scavo	
Avanzamento conseguito	
Caratteristiche dei fanghi di circolazione	
Natura dei terreni attraversati	
Manifestazioni idriche	
Diametro e lunghezza delle tubazioni poste in opera	
Notizie varie / disegni:	

**Figura 4.8** – Giornale di sonda compilato quotidianamente durante il periodo di perforazione del pozzo.

## SCHEDA DI RILEVAMENTO DATI SUL FANGO DI CIRCOLAZIONE

Scheda n.	
Data	
Quota da p.c.	
Litologia	

		Valore misurato
<b>Composizione del fango in q.li bentonite e acqua</b>	Bentonite: <b>Bentosund 120</b> <u>Dosaggi consigliati:</u> Argille: 40 – 45 kg/m <sup>3</sup> Scisti: 50 – 55 kg/m <sup>3</sup> Sabbia fine: 55 – 60 kg/m <sup>3</sup> Sabbia e ghiaia: 60 – 70 kg/m <sup>3</sup> Ciottoli: 70 – 80 kg/m <sup>3</sup>	
Bentonite sodica naturale		
<b>Temperatura a bocca pozzo [°C]</b>		
<b>Densità [kg/dm<sup>3</sup>]</b>	Tipico: 1,03 ÷ 1,12 Per evitare perdite	
<b>Viscosità Marsh [s/dm<sup>3</sup>]</b>	Tipico: 40 ÷ 60	
Cono per la misura della fluidità Uni EN 445 3.2.2	Argille: 40 Scisti: 45 Sabbia fine: 50 Sabbia e ghiaia: 60 Ciottoli: 70 – 80	
<b>pH del fango</b>	Tipico: 8,5 ÷ 9,5 Eventuale correzione con Soda caustica	
<b>Velocità del fango in risalita</b>	Portata pompa	
	Tempo di riciclo (A/R)	
	Tempo di discesa	
	Tempo di risalita (T <sub>R</sub> – T <sub>D</sub> )	
<b>Additivi</b>	Polimeri: <b>vinilmud P30</b> <u>Dosaggi consigliati:</u> Argille: 0,3 – 0,5 kg/m <sup>3</sup> Scisti: 0,5 – 0,7 kg/m <sup>3</sup> Sabbia fine: 0,6 – 0,8 kg/m <sup>3</sup> Sabbia e ghiaia: 0,8 – 1,5 kg/m <sup>3</sup> Ciottoli: -----	

**Figura 4.9** – Scheda di rilevamento dei fanghi di perforazione

#### **4.4.1. I valori di densità misurati sul fango di perforazione**

La densità costituisce un parametro estremamente importante per l'avanzamento corretto dello scalpello e della batteria di aste in profondità, poiché va ad influire in particolar modo sulla pressione che il fango bentonitico esercita sulle pareti del perforo. Durante la perforazione, al crescere della profondità, è infatti necessario riuscire a mantenere in loco eventuali fluidi presenti nel terreno (acque di falda o gas), poiché per contenere la fuoriuscita di tali fluidi all'interno del foro, la pressione idrostatica del fango dev'essere necessariamente superiore alla pressione di questi ultimi.

Una sopraffazione della pressione dell'acqua di falda sulla pressione del fango di perforazione determinerebbe l'ingresso dei fluidi di strato all'interno del perforo e ad una loro eventuale risalita in superficie. Nei casi più gravi, ciò potrebbe scaturire in una vera e propria "eruzione" del pozzo, innescando una serie di onerose problematiche sulla sicurezza in cantiere e sulla tutela ambientale.

La stessa pressione idrostatica adempie, inoltre, ad una funzione di sostegno delle pareti del pozzo, impedendo al perforo di restringersi o di franare.

In Figura 4.10 sono mostrati i dati acquisiti mediante le schede di rilevamento dei fanghi, mediante i quali è stato possibile realizzare uno schema dell'andamento di tale proprietà fisica rispetto alla profondità raggiunta.

I valori rilevati sono compresi tra un minimo di 1,044 e un massimo di 1,119 g/cm<sup>3</sup>. Ne consegue che la densità ha avuto un andamento disomogeneo con l'aumentare della profondità di scavo, imputabile soprattutto alle variazioni delle condizioni di pressione delle acque rinvenute nei vari acquiferi riscontrati nel sottosuolo.

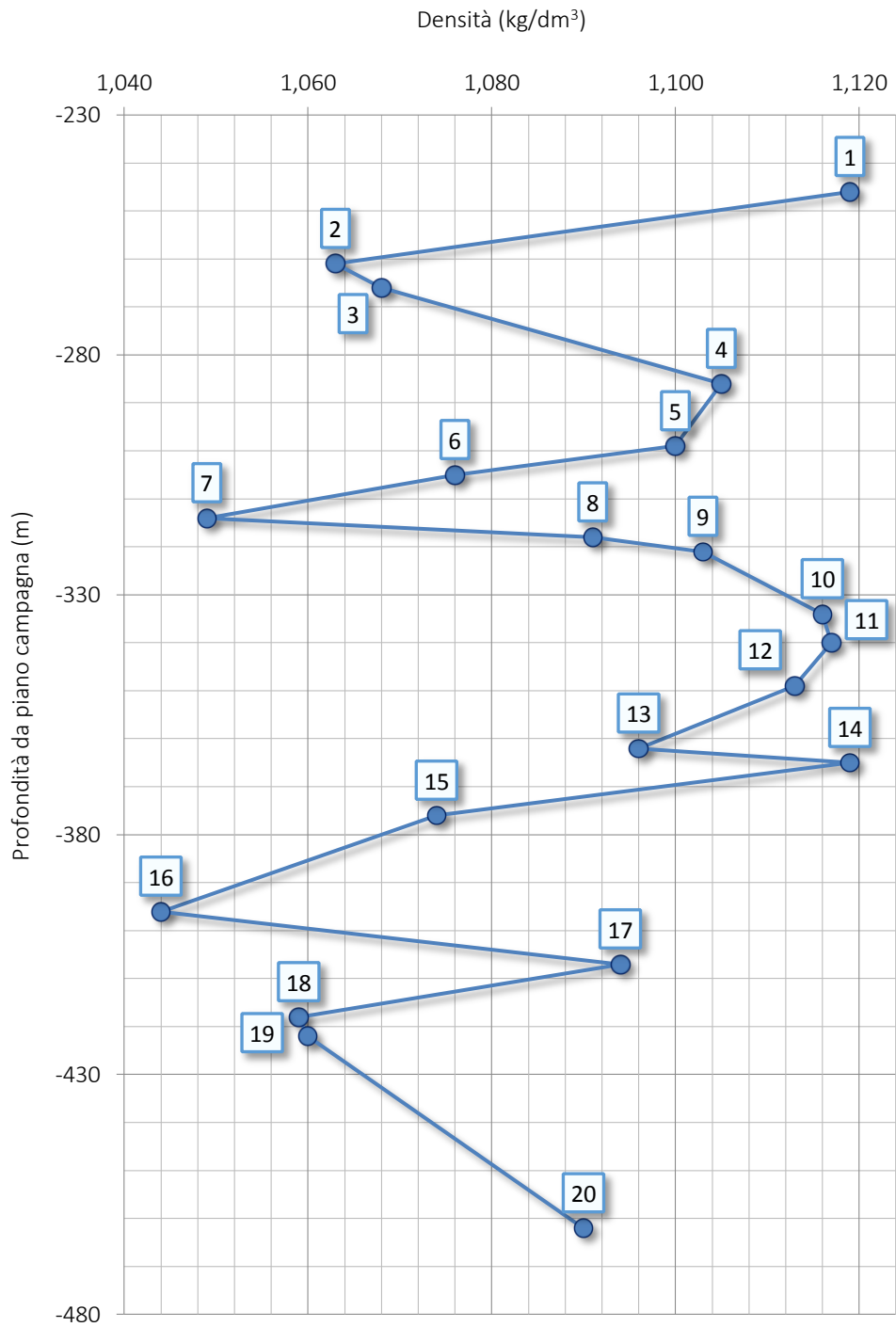
I picchi negativi rappresentano momenti in cui la pressione idrostatica del fango è crollata rispetto alla pressione dell'acqua di falda; ciò è particolarmente visibile in corrispondenza del rilevamento n. 7 e n. 16, rispettivamente alla

profondità di -314 m e -396 m da piano campagna, alle cui quote è avvenuta l'intercettazione di acquiferi in pressione che hanno probabilmente innescato una consistente diluizione del fango, causando un crollo della pressione idrostatica di quest'ultimo e quindi anche della sua densità. Da un confronto di tali picchi negativi con la stratigrafia di campagna ottenuta dal cutting (Figura 4.7), e più specificatamente con il giornale di sonda, si nota che i repentini cali di densità ricadono sempre in corrispondenza di locali orizzonti conglomeratici, fortemente fratturati, in grado quindi di fornire portate anche consistenti di acqua all'interno del pozzo.

Nel caso di picchi negativi si è intervenuto arricchendo la composizione del fango di perforazione con una maggiore quantità di bentonite in modo da renderlo sensibilmente più denso.



## Densità - Profondità



**Figura 4.10** – Profilo della densità rilevata dai campioni di fanghi di perforazione all'aumentare della profondità.

#### **4.4.2. I valori di viscosità misurati sul fango di perforazione**

Come già accennato, la viscosità rappresenta il parametro da cui principalmente dipende la formazione del pannello attorno alle pareti del perforo, e ciò avviene perché la parte colloidale di cui è costituito il fango va a depositarsi nelle porosità del terreno, mentre la sua parte più liquida penetra più o meno profondamente all'interno del terreno, in virtù della maggiore pressione idrostatica posseduta. Il pannello dovrà quindi essere tenace a sufficienza da sostenere le pareti del terreno, ma, allo stesso tempo, risultare anche non troppo spesso per non far diminuire il diametro del perforo, rendendo la circolazione più difficoltosa.

Come si può vedere in Figura 4.11, la viscosità ha subito numerose variazioni all'aumentare della profondità, tuttavia meno pronunciate rispetto a quelle subite dal parametro densità. Le variazioni di viscosità oscillano infatti in un range compreso tra 60 e 80 s/dm<sup>3</sup> in conformità con il dato tabellare per l'asportazione di cutting composto da ghiaie e sabbie (Tabella 6).

Come nel caso del rilevamento n. 5, non mancano tuttavia episodi in cui la viscosità ha aumentato sensibilmente il suo valore a causa dell'attraversamento di livelli argillosi, propria a causa dello scioglimento delle argille nel fluido di perforazione. Per riportare pertanto il fango bentonitico entro livelli di viscosità accettabili si è ricorso all'aggiunta controllata di un modesto contenuto di acqua.

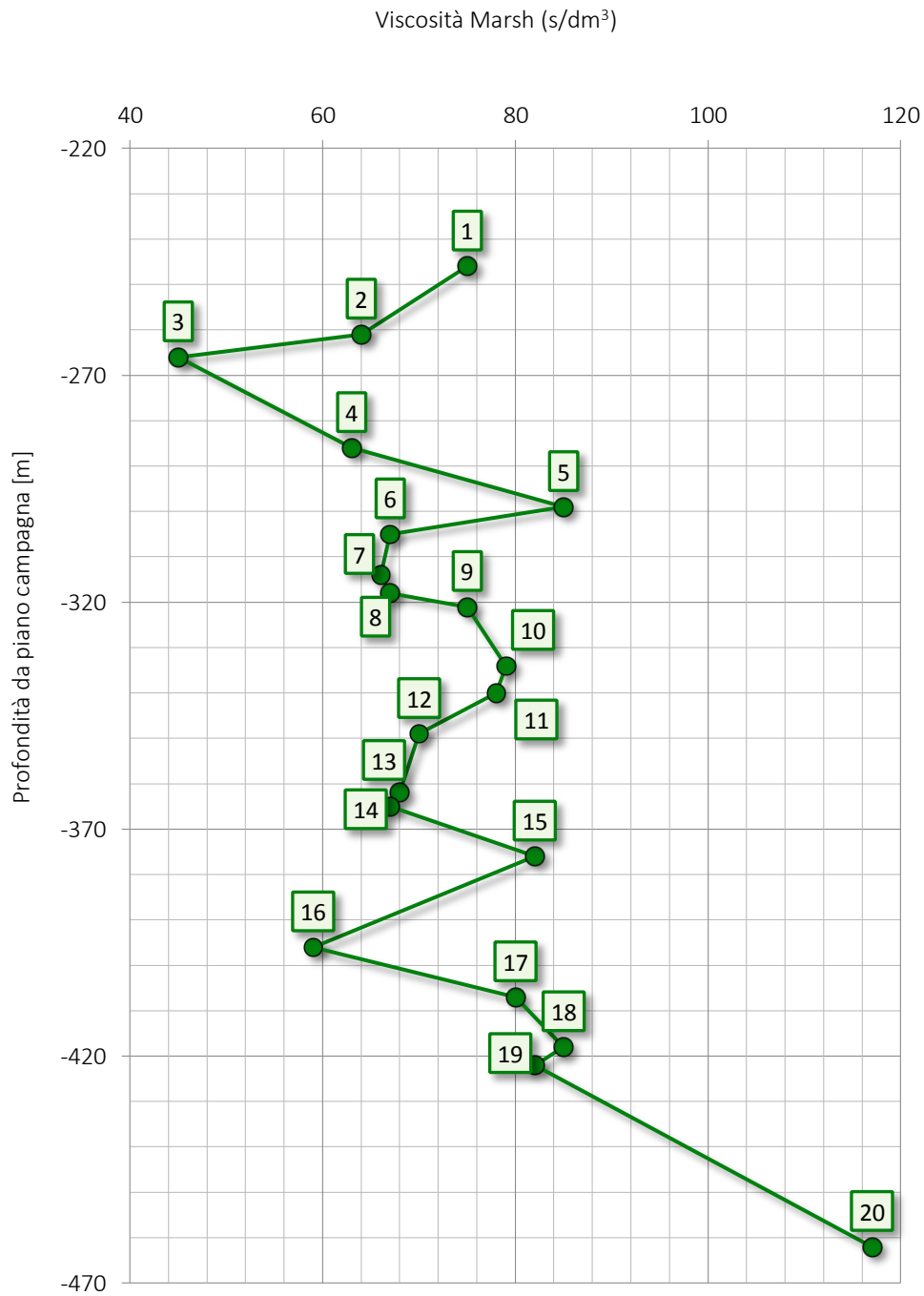
È interessante notare che i rilevamenti n.7 e n.16, indicatori di una diminuzione di viscosità, sono del tutto correlabili con i rilevamenti nel dato di densità (Paragrafo 4.4.1): una venuta di acqua all'interno del pozzo generata da un abbassamento di pressione, individuabile attraverso un calo della densità del fango, produce anche un effetto di diluizione sullo stesso. Il fenomeno è contrastato dapprima arricchendo ulteriormente il fluido di perforazione in bentonite, in seguito con l'aggiunta di additivi, quali soda caustica e cellulosa, poiché agiscono andando ad innalzare anche la viscosità.

La presenza di livelli ghiaiosi a partire dalla profondità di -420 m (intervallo compreso tra il rilevamento n. 19 fino al n. 20) ha, in generale, comportato anche una perdita di circolazione del fluido di perforazione evidenziata dal fatto che soltanto parte del fango di circolazione tornava in superficie. La restante frazione veniva assorbita o *bevuta* dai livelli più porosi, che per la loro natura sono caratterizzati da elevate permeabilità e porosità tali da assorbire anche notevoli quantità di fango. Per tali livelli stratigrafici, infatti, i vuoti tra i clasti erano talmente grandi da non poter essere occlusi dalla deposizione del pannello e la pressione idrostatica dello strato risultava notevolmente inferiore rispetto a quella esercitata dal fango.

Nel corso della perforazione di tali stratificazioni molto permeabili non sono state possibili misurazioni di viscosità poiché erano contestualmente in atto accorgimenti per contrastare le perdite di fluido: si è provveduto, infatti, a creare una sorta di “tappo” formato da una miscela di fango e fibre vegetali (segatura di legno), in corrispondenza dello strato assorbente. L’aumento progressivo della pressione idrostatica del fango, per aumento della sua densità, ha favorito la spinta del materiale inerte nello strato, intasandolo.

Il rilevamento anomalo di viscosità n. 20 ricade all’interno dell’intervallo stratigrafico delle argille e marne del substrato marino e ad esso è correlabile a causa dello scioglimento delle argille nel fluido di perforazione.

## Viscosità Marsh - Profondità



**Figura 4.11** – Profilo della viscosità rilevata dai campioni di fanghi di perforazione mediante il cono di Marsh, all'aumentare della profondità.

#### **4.4.3. Analisi della temperatura dei fanghi a bocca pozzo**

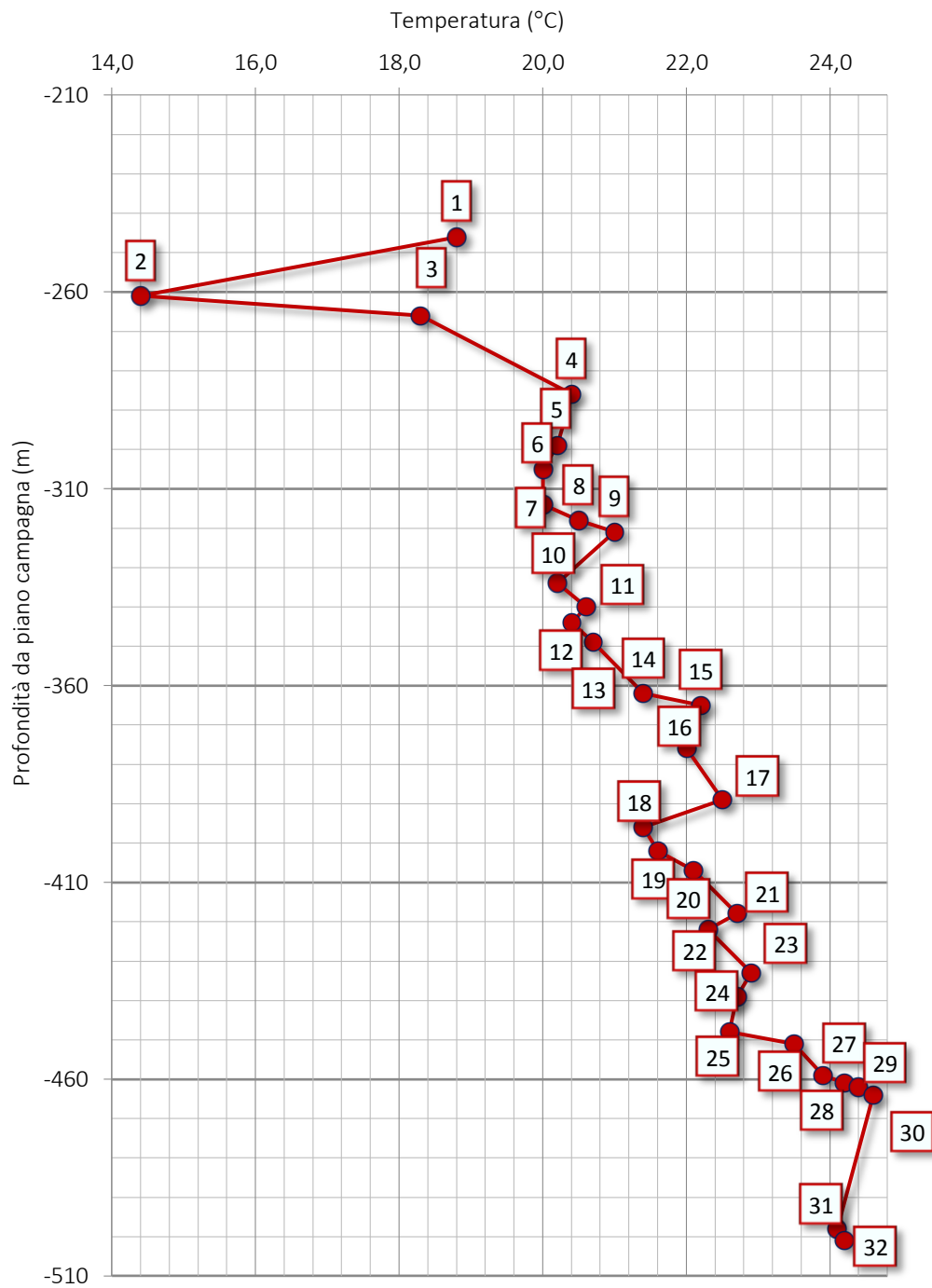
La Figura 4.12 mostra l'andamento della temperatura dei fanghi in risalita misurata a bocca pozzo rispetto alla profondità. Come si può notare i due parametri sono legati da un rapporto di dipendenza diretta, per cui si assiste ad un generale e costante aumento della temperatura dei fanghi all'aumentare della profondità.

Il significato tecnico di questo parametro risulta di tipo *qualitativo* per valutare l'andamento delle temperature profonde del sottosuolo e degli acquiferi incontrati, senza la pretesa di acquisire un dato diretto. A tal riguardo vanno considerate alcune condizioni al contorno che condizionano lo stato termico dei fluidi limitandone l'applicazione:

- la notevole distanza esistente tra il fondo foro e la superficie;
- la velocità di risalita del fango;
- gli apporti da parte delle acque dei vari acquiferi intercettati durante la perforazione caratterizzati da una temperatura propria;
- la tendenza ad un aumento di temperatura del fluido per l'attrito esercitato dallo scalpello;
- l'eventuale diluizione artificiale del fango attuata in superficie;
- le condizioni reologiche del fango che lo rendono di per sé un materiale termicamente poco conduttivo e quindi dotato di elevata inerzia termica.

In ogni caso, l'utilità di tale misurazione trova riscontro nelle correlazioni evidenziabili tra i dati stratigrafici e quelli desunti dai log termici (Paragrafo 4.6) in quanto permette un'informazione preliminare, in corso d'opera, sulle possibili temperature che sono disponibili nel sottosuolo.

## Temperatura fango a bocca pozzo - Profondità



**Figura 4.12** – Temperatura dei fanghi di perforazione a bocca pozzo con la profondità di perforazione.

#### **4.5. Analisi micropaleontologiche sui campioni di marna argillosa**

I campioni di marna argillosa, relativi al cutting di perforazione compreso tra -441 e -507 m dal piano campagna (campioni n. 62, 63, 64 della stratigrafia di Figura 4.7), sono stati destinati ad una successiva analisi del contenuto micropaleontologico.

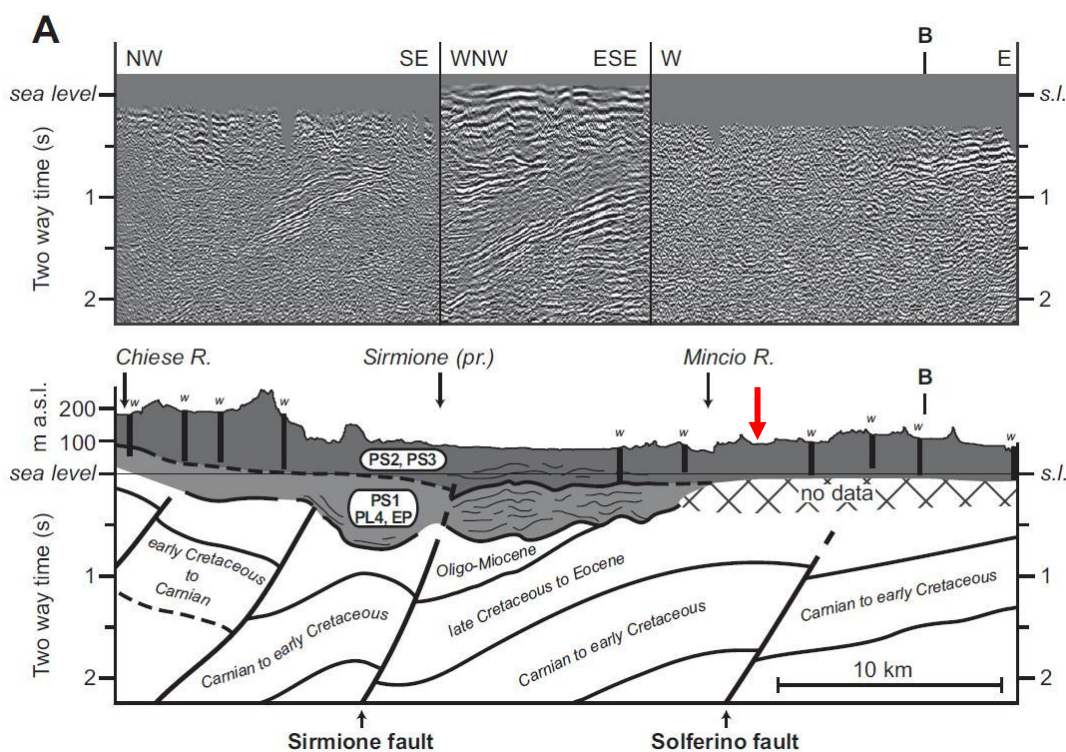
La scelta di analizzare dal punto di vista biostratigrafico tale intervallo è legata al fatto che solamente pochi frammenti di marne basali, in ragione alla loro consistenza, hanno potuto raggiungere la superficie in virtù della terebrazione avvenuta mediante scalpello a rulli conici. Le altre stratificazioni argillose, meno consistenti, rinvenute nel corso della perforazione, al contrario, non sono state oggetto di campionamento poiché il materiale scavato veniva di volta in volta disgregato e disciolto nel fango di circolazione.

Dai risultati delle analisi al microscopio sul materiale consegnato è emerso che i campioni 62 e 63 risultano fortemente rimescolati a causa della tipologia del metodo di perforazione (circolazione diretta di fanghi bentonitici a distruzione di nucleo) che ha reso impossibile la verifica del loro contenuto micropaleontologico. Per quanto attiene al campione 64 (profondità corrispondente al fondo foro), il disturbo da rimescolamento non è andato ad influenzare l'abbondanza delle specie fossili presenti che possono, quindi, essere assunte come autoctone del materiale di provenienza e pertanto idonee per le analisi biostratigrafiche.

Le analisi si sono concentrate sul contenuto micropaleontologico, con particolare riferimento al nannoplancton studiato dal Dott. Tremolada e ai foraminiferi determinati dalla Dott.ssa Asioli. Con entrambi i metodi si evince che il range biostratigrafico delle specie indagate è confinato nel Pleistocene inferiore, compreso tra la parte alta del piano Gelasiano (2.58 – 1.80 Ma) e la parte bassa del piano Calabriano (1.80 – 0.781 Ma).

L'analisi stessa conferma quindi l'esistenza presso località Campanello di un substrato marino a partire dalla quota di -441 m dal p.c., la cui età, per quanto riguarda le sue porzioni più superficiali, è relativa al Pleistocene inferiore. In analogia ai Pozzi AGIP terebrati ad una decina di chilometri verso Sud (Figura 1.12), su tali sedimenti giacciono gli ingenti depositi continentali.

Rapportando l'età del substrato marino con la sua profondità rispetto al livello del mare è possibile stimare che la velocità di subsidenza presso località Campanello è compresa tra 0,14 e 0,47 mm/anno.



**Figura 4.13** – Profilo sismico e geologico interpretativo disposto E – W passante per l'area studiata (PS: Pleistocene; PL: Pliocene; EP: early-middle Pliocene; da: SCARDIA et al., 2014). I dati stratigrafici relativi al substrato marino riscontrati presso il pozzo Campanello (indicato con una freccia rossa in figura) costituiscono un ulteriore tassello di conoscenze in un contesto attualmente ancora poco conosciuto.



#### **4.6. I log geofisici entro il foro di scavo**

A perforazione ultimata è stata eseguita, da ditta specializzata, una campagna di log geofisici all'interno del foro di scavo. Essa si è resa necessaria allo scopo di acquisire ulteriori dati per la caratterizzazione litologica ed idrogeologica del sottosuolo in aggiunta ai dati stratigrafici emersi dall'analisi del cutting e dagli altri elementi di valutazione (entità del rifiuto dello scalpello, velocità di avanzamento, reologia del fango di perforazione e sua diluizione o assorbimento).

Tale campagna ha previsto la misurazione dei seguenti parametri:

- Log di Conducibilità elettrica del fluido nel pozzo,  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ;
- Log di Temperatura,  $^{\circ}\text{C}$ ;
- Log Gamma Ray, CPS;
- Log di Resistività elettrica (8", 16", 32", 64"),  $\text{Ohm} \cdot \text{m}$ ;
- Log Potenziale Spontaneo (SP), mV;
- Log Full Wave Sonic (FWS),  $\mu\text{s}/\text{m}$ .



**Figura 4.14** – Apparecchiatura utilizzata per le determinazioni geofisiche in foro.

#### **4.6.1. Misure geofisiche e modalità di esecuzione delle prove**

Sono state utilizzate tre sonde differenti, ciascuna in grado di registrare parametri diversi. Con la prima sonda sono state registrate la temperatura, la conducibilità elettrica e i Gamma Ray, con la seconda il potenziale spontaneo e la resistività elettrica e infine con l'ultima la sismica FWS. Tutte le sonde sono state calate all'interno del foro di scavo per mezzo di un argano a velocità costante, selezionata arbitrariamente di 8,3 cm/s; inoltre l'acquisizione dei dati è stata diversificata per le diverse misurazioni, stabilendo per ognuna un passo di campionamento differente impostato in fase iniziale. I valori erano consultabili in tempo reale mediante il computer del sistema di acquisizione dati.

##### **4.6.1.1. Conducibilità elettrica e Temperatura**

La conducibilità e la temperatura del fluido all'interno del foro sono state misurate con un'unica sonda durante la discesa. Poiché la conducibilità, misurata in  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , dipende dalla temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), i valori sono stati riportati alla temperatura di riferimento di  $25^{\circ}\text{C}$ . La prova è stata eseguita in discesa a velocità costante di 5 metri al minuto, con acquisizione del dato ogni centimetro. La stessa sonda è stata poi utilizzata in risalita per la misurazione del Gamma Ray.

##### **4.6.1.2. Gamma Ray**

La prova è stata eseguita in risalita, a velocità costante di 5 metri al minuto, con un'acquisizione del dato ogni 15 centimetri. La strumentazione ha misurato i raggi gamma che vengono emessi naturalmente dalle rocce e dai minerali radioattivi presenti all'interno del terreno indagato. Normalmente l'emissione dei raggi è dovuta al decadimento dell'isotopo  $^{40}\text{K}$ , ma accade che

si registrino anche emissioni radioattive provenienti dal decadimento dell'Uranio o del Torio e dei relativi prodotti della serie di decadimento (CRIPPS, MCCANN, 2000). I raggi gamma sono gli unici raggi con un'alta capacità di penetrazione e perciò la misura viene ritenuta significativa anche per il tratto di pozzo rivestito mediante colonna in acciaio fino alla quota di 43,40 m di profondità. Per questo tipo di log la radiazione emessa è proporzionale al contenuto argilloso, permettendo in tal modo di distinguere gli orizzonti argillosi dagli orizzonti "puliti" che presentano una radioattività molto bassa. Tanto è vero che il responso dei log Gamma Ray riguarda soltanto la natura litologica degli strati, non fornendo di per sé alcuna informazione riguardo ai fluidi in essi contenuti, per i quali è necessario ricorrere ad altri parametri di misura.

#### *4.6.1.3. Resistività Elettrica*

Il log di Resistività fornisce indicazioni sulla litologia attraversata, sulla porosità delle formazioni rocciose e sulla salinità del fluido contenuto nei pori, poiché ogni terreno è caratterizzato, al passaggio della corrente elettrica, da valori di resistività elettrica che sono funzione della sua costituzione litologica e dalla tipologia dei fluidi che esso contiene. La misurazione si serve di un elettrodo che immette corrente elettrica nel terreno e di altri quattro elettrodi, rispettivamente da 8", 16", 32" e 64", per misurare la differenza di potenziale a diverse distanze dal perforo. Conoscendo quindi la configurazione degli elettrodi e il valore di corrente immessa è possibile calcolare, attraverso algoritmi informatizzati, la resistività delle formazioni attraversate. Nei contesti alluvionali, i valori maggiori di resistività sono correlabili alla presenza di stratificazioni fortemente porose e ricche di fluidi a cui sono associati livelli acquiferi particolarmente produttivi.

#### 4.6.1.4. *Potenziale Spontaneo (SP)*

Il Potenziale Spontaneo è una corrente naturale originatasi dalle forze elettrochimiche che si generano per la diversa concentrazione ionica della colonna di fango all'interno del pozzo rispetto alle acque delle falde. Il log è ottenuto grazie ad una metodologia elettrica passiva che va a misurare la differenza di potenziale naturale tra un elettrodo in testa alla sonda ed un elettrodo di riferimento posto ad una distanza di circa 12,50 m lungo il cavo di trascinamento. Si tratta di una misura che permette di ottenere indicazioni sulle formazioni argillose presenti e sulla salinità dei fluidi contenuti nelle formazioni rocciose.

#### 4.6.1.5. *Full Wave Sonic (FWS)*

Il sistema di misura è costituito da un trasmettitore ad ultrasuoni che emette un segnale, il quale viene successivamente recepito da quattro ricevitori posti anch'essi sulla sonda utilizzata per l'emissione delle onde. Lo spettro di misura globale ammonta a 256 punti di misura con un intervallo di scansione di 4  $\mu$ s. L'elaborazione dei dati ricavati da FWS porta alla determinazione delle velocità delle onde P ed S ( $V_P$  e  $V_S$ ) in m/ $\mu$ s utilizzando il metodo della sovrapposizione (*Semblance Processing*). Per quanto riguarda le modalità di esecuzione, la prova è stata realizzata in risalita a velocità costante di 5 metri al minuto, con una acquisizione ogni 10 centimetri.

#### **4.6.2. Interpretazione dei risultati e confronto con la stratigrafia di campagna**

La sintesi complessiva dei vari log geofisici è presentata in Figura 4.15. Essi sono stati utilizzati anche per confermare e dettagliare ulteriormente la stratigrafia del pozzo redatta mediante l'analisi del cutting di perforazione. Grazie all'incrocio di diversi dati di provenienza diversa, sia in termini di modalità di acquisizione (geofisica, litologica, cantieristica) che per quanto concerne l'accuratezza delle misure, è stato possibile migliorare ulteriormente l'interpretazione stratigrafica ed idrogeologica globale finalizzata alla costruzione del pozzo definitivo.

Per quanto riguarda l'analisi dei dati (Figura 4.15), in corrispondenza dei primi 43,40 m di profondità, la presenza del rivestimento in acciaio non ha permesso il rilevamento della maggior parte dei parametri quali la resistività elettrica, la velocità delle onde P ed S, il potenziale spontaneo, mentre solamente per il rilevamento del gamma ray la sua presenza è risultata ininfluyente.

Il log gamma ray in generale rispecchia bene la presenza di argilla, in linea con quanto rilevato dal cutting di perforazione. Ciò è molto evidente nei punti 1 e 2 in cui sono stati riscontrati piccoli livelli di argilla, e nel punto 3, al passaggio dalle ghiaie carbonatiche e le marne argillose di ambiente marino.

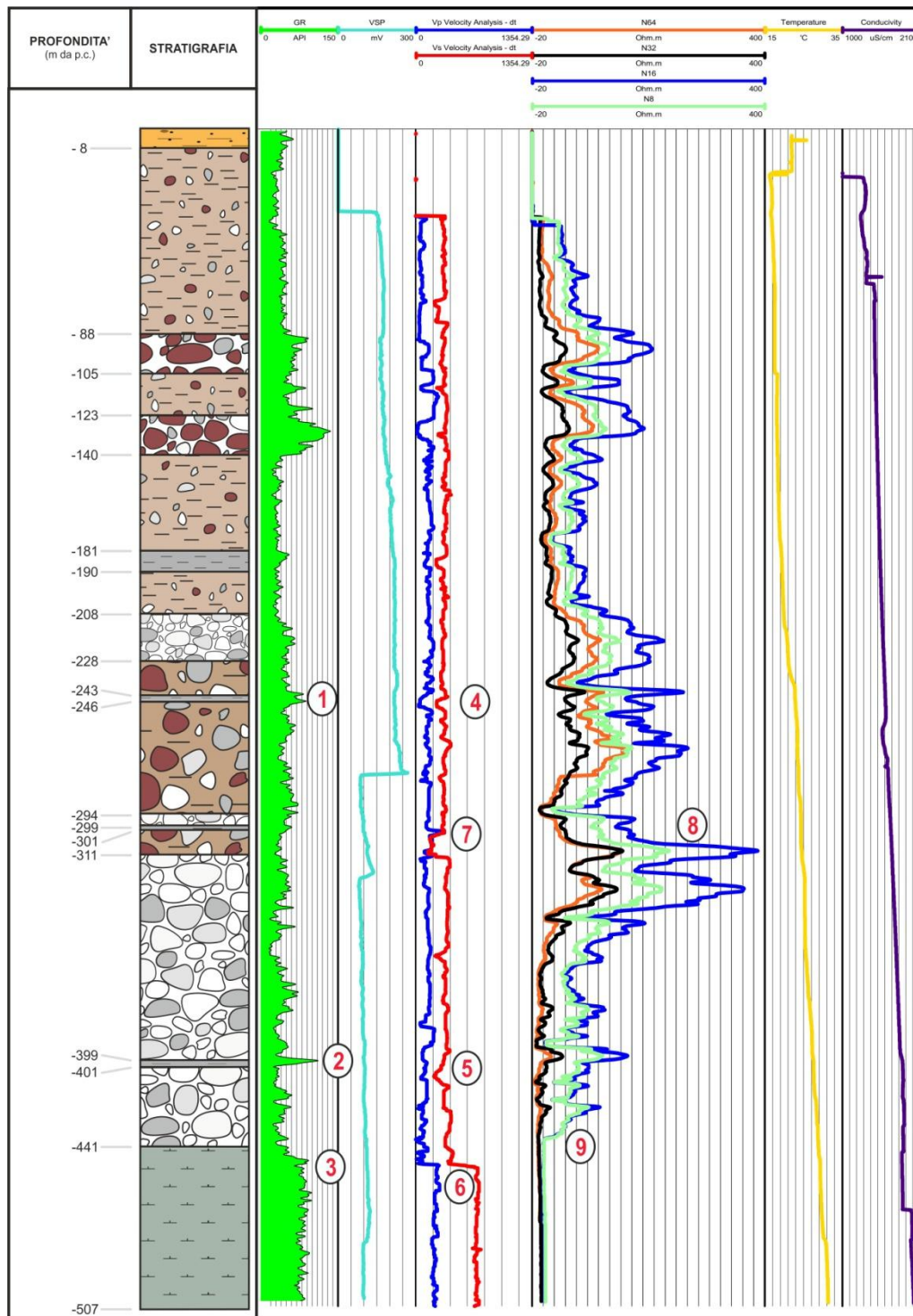
Tendenzialmente in linea con l'andamento dei raggi gamma sono i log delle velocità delle onde P ed S (punti 4 e 5): ad un elevato contenuto argilloso corrisponde infatti un crollo delle suddette velocità. In corrispondenza del punto 6 entrambe le velocità risentono di una variazione positiva dovuto all'attraversamento delle marne del Pleistocene inferiore, essendo queste ultime dotate di un maggiore valore di impedenza acustica e di rigidità rispetto ai sovrastanti depositi alluvionali ghiaiosi. Oscillazioni negative delle velocità delle onde S (7) sono solitamente associate a picchi positivi dei log di resistività elettrica (8): dal rilevamento in cantiere delle proprietà del fango di

perforazione è emerso che in corrispondenza di tali profondità la pressione della falda risultava essere molto elevata, tale da causare l'entrata di acqua all'interno del foro. La presenza della circolazione dell'acqua di falda viene infatti considerata la causa dell'innalzamento della resistività elettrica misurata, e, allo stesso tempo, del crollo della velocità delle onde S, in virtù della loro non propagazione all'interno di mezzi liquidi.

Le oscillazioni dei log di resistività elettrica sono stati solitamente correlati ai log di altri parametri, in quanto le sue variazioni non sono indicative di una specifica litologia, ma dipendono generalmente da numerosi altri fattori, quali ad esempio la presenza di acqua nell'acquifero, la salinità dei fluidi e le variazioni di permeabilità del terreno. Tuttavia anche per questo parametro il passaggio basale con le marne argillose marine si dimostra molto netto (9), oltre le quali assume un valore nullo.

Per ciò che attiene al log di temperatura esso evidenzia un costante aumento del valore con la profondità. Il suo valore massimo è stato registrato a fondo foro (-507 m dal p.c.) ed è risultato pari a 31,36 °C.

In definitiva, la correlazione dei dati litologico – stratigrafici e quelli di ordine idrogeologico, identificano che tra le quote di -311 ÷ -399 m dal piano di campagna (spessore 88 m) si localizza un acquifero molto produttivo dotato della temperatura media di 26,10 °C. Esso è contenuto nel livello stratigrafico dalla tessitura ghiaiosa carbonatica, in cui sono presenti livelli di conglomerato a varie quote, corrispondente al materasso alluvionale sottostante ai depositi glaciali dell'area gardesana che si trova in continuità con i sedimenti porosi dell'alta pianura veronese.



**Figura 4.15** – Correlazione tra i parametri registrati dai log geofisici con la stratigrafia desunta dall'analisi del cutting; legenda della stratigrafia in Figura 4.7.





## 5. Allestimento definitivo del pozzo

Sulla base dei dati tecnici acquisiti nel corso della perforazione e dalle indicazioni desunte dai log geofisici è stato individuato il livello stratigrafico ritenuto il più idoneo da cui attingere per l'approvvigionamento idrico a scopo termale e per scambio termico.

In sintesi, i dati di ordine idrogeologico dell'acquifero che sarà oggetto di sfruttamento sono i seguenti (Tabella 7):

Posizione dell'acquifero	Tra -311 m e -399 m dal p.c.
Litologia	Ghiaia carbonatica con ciottoli millimetrici e centimetrici arrotondati e livelli conglomeratici disposti a varie quote
Temperatura	Valore medio dello strato di 26,10 °C, compreso tra 24,65 °C al tetto e di 27,60 °C al letto
Potenzialità idrica	Elevata (> 20 l/s)
Livello statico	Tra -10 e -20 m dal p.c.

**Tabella 7** – *Dati di sintesi dell'acquifero posizionato tra -311 e -441 m dal p.c., oggetto del futuro sfruttamento a carattere geotermico.*

I requisiti chimici preliminari dell'acqua di falda sono indicati in Tabella 8 ed essi fanno riferimento a quanto rilevato al pozzo 12 (Paragrafo 3.2.1):

PARAMETRI	VALORE
pH	7,74
Cloruri (mg/l)	350
Solfati (mg/l)	97
Fluoruri (mg/l)	1,27
Borati (mg/l)	1,24
Arsenico (mg/l)	0,002
Ferro (mg/l)	0,14
Bario (mg/l)	0,06
Manganese (mg/l)	0,092

**Tabella 8** – *Requisiti chimici preliminari relativi ad analisi effettuate sul pozzo 12.*

## **5.1. Programma sintetico dei lavori per la realizzazione del pozzo definitivo**

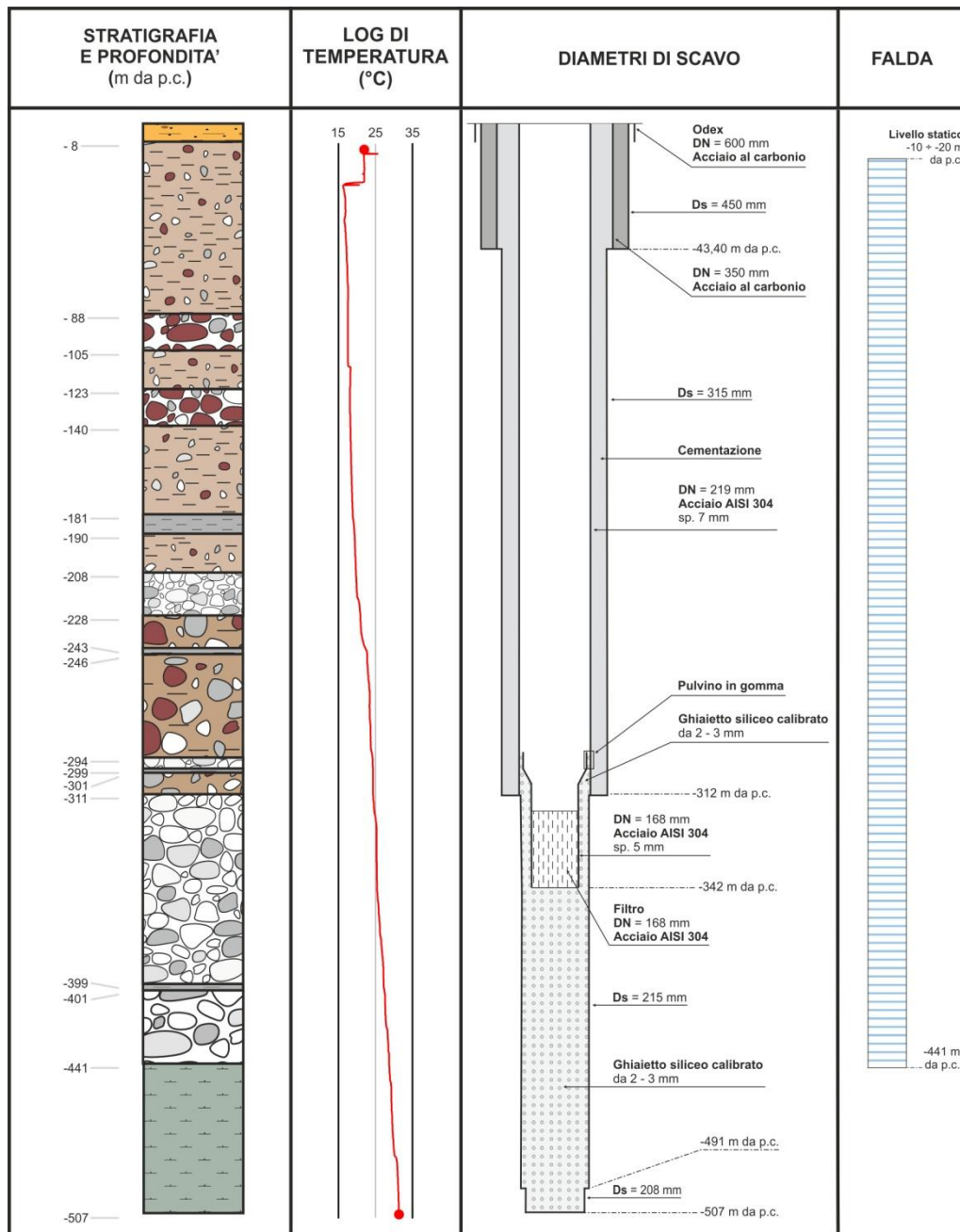
La sequenza delle operazioni del futuro lavoro di allestimento definitivo del pozzo di emungimento (Figura 4.16) è così indicata:

- riempimento del foro di scavo con ghiaietto calibrato siliceo diametro medio  $2 \div 3$  mm da fondo foro (-507 m dal p.c.) fino alla quota di -300 m dal p.c.;
- scavo a distruzione di nucleo con circolazione diretta a fanghi con diametro di scavo (Ds) pari a 315 mm (12" ¼) fino alla quota di -312 m dal p.c., alesando al di sotto della quota -216 m dal p.c.;
- posa in opera di tubazione di rivestimento dal diametro nominale (DN) di 219 mm e dallo spessore di 7 mm in acciaio AISI 304, saldata testa/testa, fino a -312 m dal p.c., 52 tubazioni lunghe 6 m/cad., comprensiva di scarpa di cementazione in acciaio AISI 304 di diametro nominale pari a 219 mm completa di valvola di non ritorno;
- fornitura e posa di boiaccia di cemento iniettata con aste fissate alla scarpa di cementazione in modo da confluire dal basso verso l'alto fino all'emersione al piano campagna (tempo minimo di presa tre giorni);
- fresatura della scarpa di cementazione e scavo a distruzione di nucleo con circolazione diretta a fanghi con diametro di scavo pari a 215 mm (8" ½) fino a raggiungere la profondità di 342 m;
- posa del tubo filtro microfessurato, dal diametro nominale di 168 mm in acciaio AISI 304, dallo spessore di 5 mm, saldato testa/testa, fino a -342 m dal p.c.; 4 tubazioni filtro lunghe 6 m/cad., per un totale di 24 m, chiuso sul fondo, con spaziatura del microfessurato 1 mm, comprensivo di tratto cieco sommitale in acciaio lungo 6 m e diametro nominale di 168 mm in acciaio AISI 304 dallo spessore di 5 mm, e di ghiaietto calibrato da  $2 \div 3$  mm per una quantità di 1430 kg (circa  $1 \text{ m}^3$ ) come dreno circostante al tubo filtro.

## **5.2. Operazioni successive alla posa in opera del pozzo di emungimento**

Successivamente alla posa in opera delle tubazioni del pozzo definitivo saranno svolte le seguenti operazioni preliminari a cui seguiranno altre procedure di analisi previste dagli Enti preposti al rilascio dei decreti di concessione:

- espurgo forzato e pulizia del pozzo mediante aria compressa (metodo *air lift*) o mediante elettropompa sommersa di cantiere ad elevata portata, per almeno 8 ore;
- prove di portata a gradini (tempo minimo 72 ore) mediante elettropompa di cantiere finalizzata alla costruzione della curva caratteristica del pozzo;
- analisi chimica preliminare mediante una serie di campioni d'acqua da avviare al laboratorio, al fine di verificarne le condizioni di potabilità e per procedere alla loro classificazione nell'ambito delle altre acque del sistema termale gardesano.



**Figura 4.16** – Schema di costruzione del pozzo definitivo, con indicazioni sulla stratigrafia, sulla temperatura dell'acquifero acquisita da log di temperatura, diametri e tubaggi definitivi e livello statico dell'acquifero produttivo; legenda della stratigrafia in Figura 4.7.



## **6. Ipotesi applicativa della risorsa geotermica di località Campanello**

Secondo gli auspici della committenza, l'utilizzo delle acque del pozzo Campanello saranno utilizzate per scopo balneoterapico e per scambio termico. Considerando che i due utilizzi sono soggetti ad una diversa applicazione e normativa essi saranno brevemente descritti separatamente.

### **6.1. Uso balneoterapico**

L'uso balneoterapico delle acque che saranno oggetto di sfruttamento presso il pozzo Campanello sono soggette a concessione mineraria ai sensi della L.R. 10.10.1989 n. 40, Titolo II, Capo II Art. 7, 8, 9, 10, 11 secondo le quali viene richiesta una portata di derivazione massima di 10 l/s.

In generale, qualora le acque vengano utilizzate per la balneoterapia, ovvero direttamente nelle piscine o per uso medico a contatto con le varie parti del corpo (per contatto epidermico, ingestione, inalazione, irrigazione, etc.), dovranno essere accertate le caratteristiche chimico-fisiche e documentati i particolari requisiti crenoterapici.

A titolo indicativo, per valutare un possibile sviluppo termale presso il pozzo Campanello, può essere considerata la concessione Parco Termale del Garda, presso Villa dei Cedri di Colà di Lazise, a cui le acque di località Campanello possono fare riferimento.

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

La sua idoneità per la balneoterapia è stabilita dal Ministero della Sanità e si esplica con l'esercizio di bagni termali della durata di circa 30 minuti in cui

si effettua la completa immersione del corpo facendo emergere solamente il capo. Il ciclo terapeutico è generalmente di 10 ÷ 15 bagni, eseguiti giornalmente, che esplicano un'azione miorilassante dovuta alla temperatura termoindifferente (33 ÷ 35 °C) e costituiscono un efficace mezzo di prevenzione e cura delle più frequenti malattie degenerative.

Nel caso specifico, le acque utilizzate per la balneoterapia risultano efficaci nelle terapie riabilitative, in medicina sportiva e, a seguito della pressione idrostatica arricchita dall'azione dell'idromassaggio, apportano effetti positivi per l'artrosi, i reumatismi extra-articolari e per gli esiti di traumi. Proprio l'idromassaggio favorisce un più veloce metabolismo dei tessuti attraverso la riattivazione della microcircolazione sanguigna e determina la vasocostrizione periferica con riduzione della massa sanguigna e dei liquidi interstiziali delle estremità e compressione degli organi addominali, aiutando il reflusso venoso sia per l'innalzamento del diaframma che per l'effetto di spremitura dei vasi del circolo periferico.

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

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



## **6.2. Uso scambio termico**

Il previsto utilizzo delle acque a scopo di scambio termico si inquadra nell'ambito delle risorse geotermiche a bassa entalpia e, in ragione della temperatura delle acque allo strato  $> 15$  °C, si rende necessario ottemperare alla normativa della Regione del Veneto riguardante le *Piccole utilizzazioni locali* (D.G.R.V. n. 985/2013).

A tal riguardo, infatti, il sistema di geoscambio a circuito aperto previsto in località Campanello rientra tra le risorse geotermiche caratterizzate dalla temperatura dei fluidi compresa tra  $16 \div 150$  °C, da una potenza termica  $< 2$  MWt e dalla profondità di prelievo  $< 400$  m dal p.c.

Il calore recuperato dallo scambio termico servirà per la climatizzazione di un edificio di prossima realizzazione.

In relazione al Piano di Tutela delle Acque della Regione Veneto, l'area ove è situato il pozzo ottempera alle disposizioni di salvaguardia delle acque sotterranee destinate al consumo umano.

In particolare, l'area è ubicata esternamente alla zona di rispetto dei pozzi per acqua ad uso idropotabile pubblico presenti nella zona (ai sensi dell'Art. 15 delle N.T.A.). Pertanto può essere specificato che il pozzo non ricade e non potrà interferire con alcuna zona di rispetto stabilita dal D.P.R. n° 236 del 24.05.88 e dal D.Lgs. 152/2006.

L'area fa parte del comprensorio gestito dal Consorzio di Bonifica Adige - Garda. Inoltre, il comune di Castelnuovo del Garda, a cui appartiene l'area Campanello, pur facendo parte dei comuni soggetti a tutela primaria degli acquiferi (Allegato E del P.T.A., 2009) per esso non sono stati individuati particolari acquiferi nel sottosuolo preclusi a determinati utilizzi.

In base alla vigente normativa (Art. 96 comma 3° del D.Lgs. n. 152/2006 e dell'Art. 40 delle N.T.A. del Piano di Tutela delle Acque, 2009.) fra i vari usi dell'acqua estratta dal sottosuolo è consentito lo scambio termico.

Ai sensi degli Artt. 30 e 39 delle N.T.A. del P.T.A, 2009 lo scarico delle acque utilizzate per uso scambio termico è ammesso sul suolo o negli strati superficiali del sottosuolo.

### **6.3. Indicazioni di massima per un sistema di geoscambio**

Le acque emunte dal pozzo Campanello potranno essere utilizzate per lo scambio termico di pertinenza al fabbricato residenziale in corso di realizzazione della superficie abitata di 156 m<sup>2</sup>.

Ai sensi della vigente normativa (L. N. 896 del 09/12/1986, D.G.R.V. n. 985/2013) la potenza termica ( $P$ ) ricavabile dal sottosuolo dovrà essere inferiore a 2000 kWt. La verifica di tale condizione può essere eseguita considerando un prelievo dedicato massimo di circa 2,5 l/s su un salto termico del fluido termovettore di 5 °C ed essa ammonta a 53 kWt (45.792 kcal/h), ovvero inferiore al limite imposto dalla legge:

$$P = Q \cdot \Delta t \cdot C_s \cdot R \approx 53 \text{ kW} < 2000 \text{ kW} ,$$

in cui:

$P$  = potenza termica utilizzabile (W)

$Q$  = portata (l/s)

$C_s$  = 4186 (J/l · °C)

$\Delta t$  = salto termico

$R$  = rendimento (0,8)

Volendo fornire alcuni dati progettuali che esprimono la potenzialità geotermica delle acque emunte, di seguito viene presentata l'ipotesi della climatizzazione dell'insediamento abitativo che può costituire un criterio di riferimento in grado di rapportare l'entità del prelievo idrico dal sottosuolo con la richiesta energetica del fabbricato in condizioni di riscaldamento e acqua sanitaria.

Si tratta di un impianto di climatizzazione del tipo G.W.H.P. (*Ground Water Heat Pump*) costituito da un "generatore rinnovabile", ovvero da un

pozzo di emungimento dal quale, per mezzo di una pompa sommersa, viene prelevata acqua alla temperatura media di 26 °C ed inviata ad uno scambiatore di calore situato in superficie a cui segue la pompa di calore acqua/acqua.

Partendo dal calore utile geotermico pari a 53 kWt (45.792 kcal/h) si può stimare che, qualora la pompa di calore possieda un valore cautelativo di COP<sub>H</sub> pari a 4, del calore utile geotermico disponibile, 40 kWt siano forniti direttamente dall'acqua emunta dal pozzo e 13 kWt dal compressore della pompa di calore (elettrici).

### ***Caso 1 - solo riscaldamento***

Per la condizione riscaldamento, in ragione alla temperatura geotermica di 26 °C sarebbe possibile prevedere il metodo del free cooling. In tal caso il calore geotermico andrebbe a riscaldare, tramite un semplice scambiatore di calore a piastre, i sistemi radianti (a pavimento o a termoconvettori) senza la necessità di elevare il valore della temperatura dei fluidi mediante pompa di calore.

La quantità di calore necessario al fabbricato ammonta a 15.552 kcal/h (18 kWt) che viene stabilita sulla base della richiesta del fabbisogno unitario di 100 kcal/m<sup>2</sup>/h (115,7 W/m<sup>2</sup>) in rapporto alla superficie complessiva di 156 m<sup>2</sup>.

Di conseguenza, considerando un salto termico  $\Delta t = 5$  °C la portata idrica di prelievo dal pozzo è pari a 0,9 l/s (3,2 m<sup>3</sup>/h).

### ***Caso 2 - solo acqua sanitaria***

In tal caso si considera una temperatura di ingresso dell'acqua sanitaria pari a 12 °C e in uscita di 36 °C ( $\Delta t = 24$  °C) con una portata della pompa di calore di 1,26 m<sup>3</sup>/h. In tal caso la quantità di calore necessario ammonta a 30.240 kcal/h (35 kWt).

In definitiva, ai fini dello scambio termico (riscaldamento e acqua sanitaria) si prevedono 365 giorni di funzionamento annui con una media di 2

ore/giorno ( $\approx 730$  ore/anno) di accensione dell'elettropompa alla portata massima di 2,5 l/s.

Il prelievo idrico annuo medio dal sottosuolo ammonta a  $6.570 \text{ m}^3$ , di cui circa  $1.000 \text{ m}^3$  sono relativi all'impianto di riscaldamento e  $5.570 \text{ m}^3$  all'impianto dell'acqua sanitaria.



## 7. Sintesi dei risultati ottenuti

Con il presente lavoro di tesi è stato sviluppato uno studio a carattere idrogeologico e geotermico nell'ambito di un'indagine professionale per la realizzazione di un pozzo produttivo che ha comportato la definizione di un nuovo modello idrogeologico e di sviluppo termale per il territorio di Castelnuovo del Garda. Le considerazioni principali possono essere così sintetizzate:

- *Nuovo contesto stratigrafico, idrogeologico e geotermico locale*

Per la prima volta per l'area esaminata è stata possibile la definizione di un modello idrogeologico e geotermico del sottosuolo locale e la conferma dell'assetto stratigrafico dell'area morenica meridionale gardesana veronese già proposto da CASTELLACCIO & COLLAREDA (2013). Più precisamente, è stata verificata l'esistenza di depositi glaciali per uno spessore di circa 300 m sotto ai quali è presente un potente ed esteso materasso alluvionale dello spessore di circa 130 m che appoggia su marne argillose appartenenti ad un substrato marino di età pleistocenica inferiore (circa 1,8 Ma B.P.).

Dal punto di vista idrogeologico, il materasso alluvionale situato alla base dei depositi glaciali contiene un potente acquifero che costituisce una delle ricariche principali dell'Alta pianura veronese. Esso è dotato di eccezionali requisiti di potabilità, accompagnati anche da un favorevole incremento di temperatura rispetto al normale gradiente geotermico, con un valore medio di circa 27 °C.

La scoperta di tale acquifero profondo potrebbe costituire una valida alternativa allo sfruttamento degli acquiferi confinati, presenti nell'ambito dei depositi glaciali, che normalmente vengono utilizzati per l'approvvigionamento idrico, benché spesso dotati di scarsa disponibilità idrica e talora con scadenti proprietà organolettiche.

- *Le indagini di campagna e quelle geofisiche in foro*

Come sarebbe sempre auspicato nell'ambito di una corretta realizzazione di un pozzo per acqua, si è proceduto ad un'attenta attività di cantiere. Essa ha previsto la redazione di un *giornale di sonda* sul quale, giorno per giorno, sono state annotate le caratteristiche della perforazione, tra cui il diametro del foro di scavo, l'avanzamento conseguito, le caratteristiche dei fanghi di circolazione, la natura dei terreni attraversati, le manifestazioni idriche, il diametro e la lunghezza delle tubazioni poste in opera.

Sono state costantemente tenute sotto controllo le caratteristiche reologiche del fango di perforazione monitorando i parametri di miscelazione, temperatura, pH, viscosità, densità per comprendere le caratteristiche dei terreni attraversati e per prevenire franamenti del perforo o l'intasamento degli acquiferi attraversati.

La stratigrafia di campagna è stata redatta utilizzando il cutting emergente in superficie, unitamente ad altri elementi di valutazione (entità del rifiuto dello scalpello, velocità di avanzamento, reologia del fango di perforazione e sua diluizione o assorbimento) a cui è stata correlata la velocità di risalita dei detriti prodotti dallo scalpello.

Sono stati eseguiti innovativi log geofisici in foro (temperatura, conducibilità elettrica, gamma ray, resistività elettrica, potenziale spontaneo, propagazione sonora) la cui interpretazione ha permesso di confermare e dettagliare ulteriormente lo studio stratigrafico ed idrogeologico locale finalizzandolo alla costruzione di un pozzo termale.

- *Possibili ricadute applicative della risorsa geotermica*

La risorsa geotermica presente nell'acquifero profondo alluvionale nell'area di studio dà modo di sviluppare una geotermia a bassa entalpia a supporto delle richieste energetiche locali.

Nel lavoro di tesi sono state valutate due possibili ipotesi applicative: l'una riguardante l'uso balneoterapico delle acque emunte e l'altra per lo scambio



termico a circuito aperto mediante pompa di calore (come piccola utilizzazione locale) al servizio di un impianto di climatizzazione.



## Bibliografia

ANTONELLI R., BARBIERI G., DAL PIAZ G.V., DAL PRA A., DE ZANCHE V., GRANDESSO P., MIETTO P., SEDEA R., ZANFERRARI A.,(1990) Carta geologica del Veneto 1:250 000 – una storia di cinquecento milioni di anni. *Memorie Regione del Veneto*, Segreteria Regionale per il Territorio, Venezia.

ANTONELLI R., CAMPAGNONI A., MARCOLONGO B., SURIAN N., ZAMBRANO R. (1994) Una ricerca intergrata tra l'alta pianura veronese e l'anfiteatro morenico del Garda per il riconoscimento di risorse idriche alternative e della loro vulnerabilità. *Quaderni di Geologia Applicata*, No. 2.

BAIETTO A., POCHETTINO M., SALVATICI E. (2010) Progettazione di impianti geotermici – Sonde verticali e pozzi d'acqua. *Dario Flaccovio Editore*, I<sup>a</sup> Ed.

BANKS D. (2012) An introduction to thermogeology: ground source heating and cooling. *Wiley – Blackwell Publisher*, 2<sup>nd</sup> Ed.

BASTA, S., MINCHIO, F. (2008) Geotermia e pompe di calore: guida pratica agli impianti geotermici di climatizzazione, *Verona Ed.*

BERSEZIO R., FORNACIARI M. (1988) Geometria e caratteri stratigrafici della sequenza Cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali). *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia*. Vol. 11.

BERTOTTI G., Picotti V., Bernoulli D., Castellarin A. (1993) From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sedimentary Geology*, Vol. 86, pp.53-76.

BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G., PELLEGRINI G.B. (2004) Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino. *Il Quaternario*, Vol. 17, pp. 75-82.

BINI A., CITA M. B., GAETANI M. (1978) Southern alpine lakes – Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. *Marine Geology*, Vol. 27, pp. 271-288.

BORCHERDT R. (1994) Estimates of Site-Dependent Response Spectra for Design (Methodology and Justification). *Earthquake spectra*, Vol. 10, pp. 617-653.

CANTELLI L., CASTELLARIN A. (1994) Analisi e inquadramento strutturale del sistema “Schio – Vicenza”. *Atti Ticinesi Scienze Della Terra*, Serie speciale 1, pp. 231-245.

CARRARO F., MALARODA R., PICCOLI G., STURANI C., VENZO S. (1969) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 48, Peschiera del Garda.

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1969), Foglio 48: Peschiera del Garda (2° ed.), Bergamo.

CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R., CAPPELLI V. (1986) Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici. *73° Congresso della Società Geologica Italiana*, AGIP.

CASTELLACCIO E., COLLAREDA M. (2013) Il distretto termale della pianura settentrionale di Verona. *Veneto Geologi*, No. 83, pp. 13-19.

CASTELLACCIO E., ZORZIN R. (2012) Acque calde e geotermia della provincia di Verona. *Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona – 2<sup>a</sup> serie*, Sezione Scienze della Terra No. 8.

CASTELLARIN A., VAI G. B., CANTELLI L. (2006) The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: A Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone. *Tectonophysics*, Vol. 414, pp. 203-223.

CAU A., FANTI F. (2010) The oldest known metriorhynchid crocodylian from the Middle Jurassic of North – Eastern Italy: *Neptunidraco ammoniticus* gen. et sp. nov. *Gondwana Research*, Vol. 19, pp. 550-565.

CREMASCHI M. (1987) Paleosols and vertusols in the central Po Plain (Northern Italy). A study in quaternary geology and soil development. Collana: *Studi e ricerche sul territorio*, Ed. Unicopli.

CRIPPS A. C., MCCANN D. M. (2000) The use of the natural gamma log in engineering geological investigations. *Engineering Geology*, Vol. 55, pp. 313-324.

CUREWITZ D., KARSON J. A. (1997) Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 79, pp. 149-168.

DAL DEGAN D. (2000) Aspetti geologici, idrogeologici e gestionali nei complessi alluvionali e fluvio-glaciali a nord-ovest della città di Verona. Alcuni confronti con altri campi idrotermali del Veneto. Tesi di laurea, Università degli Studi di Padova, A.A. 1999-2000.

DAL PIAZ G. V., ANTONELLI R., BELLUCCI L., FABBRI P., ILICETO V., NOTO P., PANICHI C., SEDEA R. (1994) Relazione finale sulle ricerche sul Bacino Termale Euganeo. Rapporto finale Convenzione di Ricerca Università di Padova, *Regione Veneto*.

DE CARLI M., DEL BIANCO R., FELLIN F., MANENTE M., TONON M., ZECCHIN R. (2003) Sviluppi nelle pompe di calore: il terreno come sorgente termica. *Convegno Aicarr, Padova*.

DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PASQUALE V., PELLIS G., VERDOYA M. (1995) Heat flow in the tectonic province crossed by Southern segment of European Geotraverse. *Tectonophysics*, Vol. 244, pp. 57-74.

DOGLIONI C., BOSELLINI A. (1989) Platform break-downlap planes relationship in prograding carbonate platforms: a tool for the reconstruction of basin evolution. *Bollettino Società Geologica Italiana*, n. 108, pp. 175-182.

FINCKH P. G. (1978) Are Southern alpine lakes former Messinian canyons? – Geophysical evidence for preglacial erosion in the Southern alpine lakes. *Marine Geology*, Vol. 27, pp. 289-302.

GALGARO A. (2011) Progetto: Geoscambio nella Provincia di Treviso. Provincia di Treviso, Università degli Studi di Padova.

GARZANTI E., VEZZOLI G., ANDÒ S. (2011) Paleogeographic and paleodrainage changes during Pleistocene glaciations (Po Plain, Northern Italy). *Earth-Science Reviews*, Vol. 105, pp. 25-48.

GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C., (2010) Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 25, pp. 96–102.

HSÜ K. I., CITA M. B., RYAN W. B. F. (1973) The origin of the Mediterranean evaporites. *Initial report of the Deep Sea Drilling Project, U.S. Government Press Office*, Vol. 13, pp.1203-1231.

LAUBSCHER H. P., (1983) Detachment, shear, and compression in the central Alps. *Geological Society of America Memoirs*, Vol. 158, pp. 191-212.

LIVIO F., SILEO G. (2007) Pleistocene compressive tectonics in the Central Southern Alps (Italy): Rates of folding determined from growth strata. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9.

LUCIANI V. (1989) Stratigrafia sequenziale del Terziario nella catena del Monte Baldo (Province di Verona e Trento). *Memorie della Società Geologica Italiana*, pp. 263-351.

MANZI R. D. (2012) Studio geotecnico e termico di un impianto geotermico a sonda verticale a bassa entalpia. Tesi di laurea, Corso di laurea in Ingegneria Civile, Università degli Studi di Padova, A.A. 2011-2012.

MICHETTI A. M., LIVIO F., CHUNGA K., ESPOSITO E., FANETTI D., GAMBILLARA R., MARTIN S., PASQUARÈ F., PORFIDO S., SILEO G., VITTORI E. (2004) Ground effects of the M<sub>L</sub> 5.2, November 24, 2004, Salò earthquake, Northern Italy, and the seismic hazard of western Southern Alps. *Rend. Soc. Geol.*, Vol. 1, pp. 134-135.

MICHETTI A. M., BERLUSCONI A., LIVIO F., SILEO G., ZERBONI A., CREMASCHI M., TROMBINO L., MÜLLER K., VITTORI E., CARCANO C., ROGLEDI S. (2008) Holocene surface faulting at Monte Netto, Brescia, and the Christmas 1222 (Io= IX MCS) earthquake in the Po Plain, Italy: what does it mean “blind fault”? *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10.

MUTTONI G., CARCANO C., GARZANTI E., GHIELMI M., PICCIN A., PINI R., ROGLEDI S., SCIUNNACH D. (2003) Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps. *Geology*, Vol. 31, pp. 989-992.

PICCOLI G., DAL PRÀ A., SEDEA R., BELLATI R., DI LALLO E., CATALDI R., BALDI P., FERRARA G.C. (1973) Contributo alla conoscenza del sistema idrotermale Euganeo – Berico. *Atti Nazionali Accademia dei Lincei*, serie VIII, V, XI.

PICCOLI G., BELLATI R., BINOTTI C., DI LALLO E., SEDEA R., DAL PRÀ A., CATALDI R., GATTO G.O., GEZZI G., MARCHETTI M., BULGARELLI G., SCHIESARO G., PANICHI C., TONGIORGI E., BALDI P., FERRARA G.C., MASSARI F., MEDIZZA F., ILCETO V., NORINELLI A., DE VECCHI G.P., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M., SBETTEGA G. (1976) Il sistema idrotermale Euganeo – Berico e la geologia dei Colli Euganei. *Memorie Istituto di Geologia e Mineralogia Università degli Studi di Padova*, Vol. 30.

PICOTTI V., PROSSER G. CASTELLARIN A., (1995) Structures and kinematics of the Giudicarie – Val Trompia fold and thrust belt (central Southern Alps, Northern Italy). *Memorie Società Geologica Italiana*, Vol. 47, pp. 95-109.

PICOTTI V., CASOLARI E., CASTELLARIN A., MOSCONI A., CAIRO E., SELLA M. (1997) Structural evolution of the Eastern Lombardian Prealps: Alpine inversion of a Mesozoic rifted margin. *Centro stampa AGIP*.

RAINIERO N. (2009) Aspetti legislativi e progettuali inerenti alla realizzazione degli impianti geotermici. Tesi di laurea, Corso di laurea in Ingegneria Civile, Università degli Studi di Padova, A.A. 2008-2009.



SCARDIA G., FESTA A., MONEGATO G., PINI R., ROGLEDI S., TREMOLADA F., GALADINI F. (2014) Evidence for late Alpine tectonics in the Lake Garda area (Northern Italy) and seismogenic implications. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 127, No. 1-2, pp. 113-130.

SCHÖNBORN G. (1992) Alpine tectonics and kinematic models of the central southern alps. *Libro, Ste coop. Tipografica Palova*.

SCHUMACHER M. E., LAUBSCHER H. P. (1996) 3D crustal architecture of the Alps-Apennines join — a new view on seismic data. *Tectonophysics*, Vol. 260, pp. 349-363.

SIGHINOLFI G. P., GORGONI C., MARTINELLI G., SORBINI L. (1982) Indagine geochimica preliminare sulle acque del sistema termale veronese. *Energia geotermica, CNR, Programma finalizzato energetica*, Vol. 3, pp. 13-29.

SLEJKO D., CARULLI G. B., NICOLICH R., REBEZ A., ZANFERRARI A., CAVALLIN A., ZANOLLA C. (1989) Seismotectonics of the eastern Southern-Alps: a review. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, Vol. 31, pp. 109-136.

SORBINI L., ACCORSI C. A., BANDINI MAZZANTI M., FORLANI L., GANDINI F., MENEGHEL M., RIGONI A., SOMMARUGA M. (1984) Geologia e geomorfologia di una porzione della pianura a sud-est di Verona. *Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona (II<sup>a</sup> serie)*, Sezione Scienze della Terra, No. 2.

VENZO S. (1961) Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda. Parte II: tratto orientale Garda - Adige e anfiteatro atesino di Rivoli Veronese. *Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, Vol. XIII, Fasc. I.

VENZO S. (1965) Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all'Adige. *Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, Vol. XIV, Fasc. I.

VIGANÒ A. (2009) Crustal deformation of a sector of the southern Alps adjacent to the Po plain (Northern Italy): an integrated study. Tesi di dottorato, Università degli Studi dell'Insubria.

ZAMPIERI D., (1995) Tertiary extension in the southern Trento Platform, Southern Alps, Italy. *Tectonics*, Vol.14, pp. 645-657.





## Ringraziamenti

*Il grazie più grande va alla mia Famiglia, per avermi sempre sostenuto durante tutti questi anni accademici.*

*Ringrazio di cuore Nicola per il suo grande sostegno, la serenità e l'immensa felicità che mi ha trasmesso, e per sopportarmi ogni giorno che passa!*

*Ringrazio il mio relatore Antonio per avermi dato la possibilità di svolgere questa tesi.*

*Un grazie sentito va ad Enrico per aver reso la tesi così stimolante, per gli insegnamenti, i consigli, l'aiuto e, soprattutto, per la pazienza!*

*Ringrazio il Dott. Monegato per le analisi al microscopio, il Dott. Tremolada e la Dott.ssa Asioli per le analisi micropaleontologiche, e Laura, per svariati motivi che noi sappiamo, ma soprattutto perché era sempre l'ora del caffè!*

*Ringrazio i miei fantastici compagni di corso e i mitici Need for Spritz, tantissimi da nominare, che mi hanno accompagnata dall'inizio alla fine in questo percorso, per le lezioni, le escursioni, le risate, gli esami, le sclerate, le serate, ....e gli spritz! (“..ciò, ndemo a far spriss??”).*

*Un grazie immenso va alla mia squadra di sci e soprattutto ai ragazzi del twerk-it, per essere matti al punto giusto e per aver reso spettacolare praticare questo sport con le vostre s...ciate irripetibili e indimenticabili.*

*Un grazie ai GGGG per avermi calorosamente accolta nel gruppo e per farmi sentire una veronese adottata.*

*Infine ringrazio tutti coloro che hanno contribuito a rendermi, nel bene e nel male, la persona che sono oggi.*

*Valeria*