

Modello idrogeologico concettuale, sorgenti termali estinte e sfruttamento sostenibile del sistema idrotermale di Viterbo

Conceptual hydrogeological model, dried thermal springs and sustainable exploitation of the hydrothermal system of Viterbo

CHIOCCHINI Ugo(*), SAVARESE Giovanni(**)

RIASSUNTO - La Regione Lazio-Direzione Sviluppo Economico e Attività Produttive (RL-DSEAP) ha pianificato lo sfruttamento della risorsa geotermica del sistema idrotermale di Viterbo, nel settore occidentale dei Monti Cimini, in base ad un modello idrogeologico concettuale (MIC) inattendibile. Si propone un MIC 3D alternativo costituito da un acquifero superficiale con acque fredde connesso al sistema idrogeologico vulcanico dei Monti Cimini, separato, tramite un complesso impermeabile, dall'acquifero carbonatico profondo completamente confinato della Falda Toscana Mesozoico-Cenozoica con fluidi termali, che risalgono penetrando prima nell'acquifero superficiale, dove formano acqua termale e mista calda, ed emergendo poi in sorgenti, sondaggi e pozzi. L'acquifero superficiale è alimentato dall'infiltrazione diretta e dal sistema idrogeologico dei Monti Cimini, mentre l'acquifero carbonatico è alimentato dall'identico acquifero della Successione Umbro Marchigiana Mesozoico-Cenozoica dell'Appennino centrale. Il sistema idrotermale mostra allo stato attuale una portata residua delle sorgenti di 21,7 L/s, dei sondaggi e pozzi di 39,3 L/s, per un totale di 61 L/s, che deve essere considerata la massima sostenibile. Tale portata è diminuita negli ultimi 162 anni a causa di fattori naturali e della perforazione indiscriminata di molti pozzi ed è molto probabile che continuerà a diminuire in futuro. Poiché lo sfruttamento della risorsa geotermica dipende dall'equilibrio idrogeologico locale tra l'acquifero superficiale e l'acqua termale, si suggerisce che la RL-DSEAP eviti di utilizzare l'inaffidabile MIC, che i prelievi dall'acquifero vulcanico e di acqua termale siano limitati e controllati drasticamente, e che siano sigillati i pozzi di privati che estraggono abusivamente l'acqua termale.

PAROLE CHIAVE: modello idrogeologico concettuale, sorgenti estinte, sistema idrotermale, Viterbo, acquifero, portata massima sostenibile

ABSTRACT - The Lazio Region-Regional Directorate of Economic Development and Production Activities (RL-DSEAP) has planned to exploit the geothermal resource of the Viterbo hydrothermal system, in the western sector of the Cimini Mountains, based on an unreliable conceptual hydrogeological model (CHM). We propose an alternative MIC 3D made up of a surface aquifer with cold waters connected to the Cimini Mountains hydrogeological volcanic system, separated, through an impervious complex, from the deep carbonate aquifer of the completely confined Mesozoic-Cenozoic Tuscan Nappe hosting thermal fluids, that flow upwards first penetrating the surface aquifer, where they form thermal water and mixed thermal water, and then emerging in springs, drillings and wells. The surface aquifer is recharged by direct infiltration and the Cimini Mountains hydrogeological system, while the carbonate aquifer is recharged by the identical aquifer of the Mesozoic-Cenozoic Umbria Marche Succession in central Apennines. The hydrothermal system currently shows a residual yield of the springs of 21.7 L / s, of the boreholes and wells of 39.3 L/s, for a total of 61 L/s, which must be considered the maximum sustainable. This yield has decreased over the past 162 years due to natural factors and the indiscriminate drilling of many wells and is very likely that it will continue to decrease in the future. Since the exploitation of the geothermal resource depends on the local hydrogeological balance between the surface aquifer and the thermal water, we suggest that the RL-DSEAP avoid using the unreliable MIC, the withdrawals from the volcanic aquifer and thermal water are limited and controlled drastically, and private wells that illegally extract thermal water are sealed.

KEY WORDS: conceptual hydrogeological model, dried springs, hydrothermal system, Viterbo, aquifer, maximum sustainable yield

* Già professore ordinario di Geologia Applicata presso l'Università degli Studi della Tuscia, attualmente in collaborazione con l'Università. E-mail: luca_chiocco@libero.it

** Libero professionista geologo ambientale. E-mail: savarese.giovanni@hotmail.it

1. - INTRODUZIONE

L'utilizzazione della risorsa geotermica dei sistemi idrotermali per la produzione di energia elettrica e la capacità installata per la sua produzione negli impianti geotermici in 24 nazioni del mondo sono aumentate da 6832 MW nel 1995 a 8933 MW nel 2005 a 12635 MW nel 2015 e dovrebbero arrivare a 21443 MW nel 2020 (HUTTRER, 2001; LUND, 2015; BERTANI, 2015). I principali paesi, in base al Rapporto Annuale sulla Produzione di Energia Geotermica (www.geo-energy.org), sono gli Stati Uniti (3567 MW), le Filippine (1930 MW), l'Indonesia (1375 MW), il Messico (1069 MW), la Nuova Zelanda (973 MW) e l'Italia (944 MW). In Europa i primi paesi nel 2018 sono stati Turchia (1300 MW), Italia (944 MW) e Islanda (750 MW) (<https://www.egec.org/media-publications/egec-geothermal-market-report-2018/>). Inoltre i dati dell'Agenzia Internazionale dell'Energia (<https://www.iea.org/topics/renewables/geothermal/m>) suggeriscono che la capacità di energia geotermica globale dovrebbe salire a poco più di 17 GW entro il 2023 e i maggiori aumenti di capacità sono previsti in Indonesia, Kenya, Filippine e Turchia.

L'Italia è stato il primo paese al mondo a coltivare l'energia geotermica come risorsa rinnovabile per usi industriali e per la produzione di elettricità; un primo esperimento per la produzione di energia elettrica in Italia è stato eseguito a Larderello nel 1904. Gli studi sulle risorse geotermiche sono stati sviluppati nel secolo scorso in Italia centrale dalla Società Terni (CONFORTO, 1954), dall'Enel (CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE, 1992; CALAMAI *et alii*, 1976; CATALDI *et alii*, 1978; 1999), da Eni - Agip (MINISTERO INDUSTRIA, COMMERCIO E ARTIGIANATO, 1987) e da CALORE *et alii* (1991 a, b, c, d), DELLA VEDOVA *et alii* (1991), BARBERI *et alii* (1994). L'esplorazione si è concentrata essenzialmente lungo la fascia peri-Tirrenica del Lazio (sistema idrotermale di Viterbo) e della Toscana caratterizzate da un assetto geologico e idrogeologico molto simile con crosta continentale sottile, dove l'attività magmatica del Pliocene-Pleistocene ha prodotto un elevato flusso di calore con conseguente accumulo di risorsa geo-

termica utile per la produzione di energia elettrica (CALAMAI *et alii*, 1976; CATALDI *et alii*, 1999; BARBERI *et alii*, 1994). Le ricerche sviluppate su tali regioni sono culminate con la proposta di diversi modelli idrogeologici concettuali (MIC) (CONFORTO, 1954; CALAMAI *et alii*, 1976; BUONASORTE *et alii*, 1987; MINISALE *et alii*, 2002; PISCOPO *et alii*, 2006; SENARUM UNIVERSITATIS, 2008; CHIOCCHINI *et alii*, 2010; BAIOCCHI *et alii*, 2012; 2013; SBRANA *et alii*, 2015; CINTI *et alii*, 2014; 2015; CHIOCCHINI & MANNA, 2015). L'Italia sta vivendo un rinnovato interesse per l'energia geotermica a causa della crescita della domanda di energia e della necessità di ridurre le emissioni di CO₂. Infatti alcune società hanno richiesto 108 nuovi permessi di ricerca, di cui 34 nel Lazio (<http://unimig.sviluppoeconomico.gov.it/unimig/istanze>). Inoltre il Progetto VIGOR 2007-2013 (che significa Valutazione del Potenziale Geotermico delle Regioni della Convergenza; www.vigor.geotermia.it) proposto dal Ministero dello Sviluppo Economico e dal Consiglio Nazionale delle Ricerche-Dipartimento Terra e Ambiente, è finalizzato alla promozione di interventi innovativi legati all'uso dell'energia geotermica iniziando da Calabria, Campania, Puglia e Sicilia.

In questo contesto la Regione Lazio-Direzione Regionale dello Sviluppo Economico e delle Attività Produttive (RL-DSEAP), in base “*alle funzioni ad essa attribuite dalla legge*”, “*opera al fine di una razionale utilizzazione della risorsa termale, vigilando sulla utilizzazione sostenibile e durevole della risorsa, in un quadro di complessiva tutela dell'assetto ambientale e idrogeologico nel suo territorio e persegue al contempo lo sviluppo sostenibile dal punto di vista sia economico che sociale delle attività presenti e attribuisce notevole valore alla risorsa termale, in considerazione del valore sociale, economico e ambientale che l'uso di questa risorsa riveste nella comunità viterbese*” (RL-DSEAP, 2017 a). Di conseguenza la RL - DSEAP, allo scopo di pianificare lo sfruttamento della risorsa geotermica del sistema idrotermale di Viterbo, attualmente utilizzata a fini terapeutici e di benessere presso le Terme dei Papi e le Terme Salus Resort & Spa, ha conferito al Dipartimento di Ecologia e Sviluppo Economico Sostenibile (DECOS) dell'Università della Tuscia l'incarico di sviluppare la ricerca intitolata “Valoriz-

zazione dei materiali di cava del Comune di Viterbo. Studio delle eventuali interferenze con le risorse idrotermali del bacino minerario di Viterbo. Delimitazione delle aree di tutela e protezione tenuto conto delle attività estrattive in atto” (Regione Lazio - Giunta Regionale, 2007). I risultati di tale ricerca, con responsabile V. Piscopo, sono stati conseguiti nel 2010 e pubblicati da BAIOCCHI *et alii* (2012; 2013), il cui MIC non è attendibile perchè non descrive il reale assetto stratigrafico, strutturale ed idrogeologico del sistema idrotermale di Viterbo. Successivamente la RL-DSEAP ha chiesto all'ex DECOS, ridenominato Dipartimento di Scienze Ecologiche e Biologiche (DEB), di eseguire una seconda ricerca denominata “Studio su ipotesi di utilizzo delle risorse idriche del sistema idrotermale dell'area viterbese e programmazione dei relativi metodi e tecniche di monitoraggio”, il cui responsabile scientifico è sempre V. Piscopo (RL-DSEAP, 2016). Le conclusioni di questa ricerca, basate sul MIC di BAIOCCHI *et alii* (2012; 2013) e concretizzate nel Piano Operativo di Utilizzo (UNIVERSITÀ DELLA TUSCIA – DIPARTIMENTO DI SCIENZE ECOLOGICHE E BIOLOGICHE (DEB), 2016), sono fuorvianti.

Il presente studio ha lo scopo di proporre un MIC alternativo per lo sfruttamento sostenibile della risorsa geotermica di Viterbo.

2. - MATERIALI E METODI

Le operazioni della ricerca per il MIC sono state condotte in tre fasi. La prima fase ha previsto un'indagine indiretta mediante l'acquisizione dei seguenti elementi: (1) dati su sorgenti, sondaggi e pozzi termali dalla letteratura (CONFORTO, 1954; CAMPONESCHI & NOLASCO, 1984) e sui MIC proposti dagli Autori (CONFORTO, 1954; CALAMAI *et alii*, 1976; BUONASORTE *et alii*, 1987; MINISSALE *et alii*, 2002; MARRONI *et alii*, 2005; PISCOPO *et alii*, 2006; SENARUM UNIVERSITATIS, 2008; CHIOCCHINI *et alii*, 2010; BAIOCCHI *et alii*, 2012; 2013; CHIOCCHINI & MANNA, 2015; CINTI *et alii*, 2014; 2015; SBRANA *et alii*, 2015); (2) analisi di 70 pozzi dalla banca dati dell'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

(ISPRA) e della Provincia di Viterbo. La seconda fase ha consentito di definire l'assetto geologico e idrogeologico del sistema idrotermale con cartografia in scala 1: 10.000 in base al rilevamento effettuato nel 2001-2008 per i fogli 345 “Viterbo” (ISPRA Servizio Geologico d'Italia, in stampa) e 355 “Ronciglione” (ISPRA Servizio Geologico d'Italia, 2017) del Carta Geologica d'Italia in scala 1: 50.000. La carta idrogeologica è stata definita secondo i criteri del Servizio Geologico d'Italia (1995). Durante la terza fase nel 2017 sono stati controllati il livello piezometrico e la temperatura delle acque sotterranee in 70 pozzi e sono state misurate la portata e la temperatura di 14 sorgenti (10 di acqua termale e 4 di acqua fredda) mediante il metodo volumetrico e un termometro digitale. La portata della sorgente Bullicame è monitorata dal Comune di Viterbo da marzo 2001 sia mediante uno strumento con ultrasuoni inserito nella condotta che trasporta acqua termale alle Terme dei Papi, sia con uno strumento simile inserito all'uscita della condotta della piscina di queste ultime. Inoltre la misurazione è controllata anche all'ingresso dell'acqua termale nella piscina mediante il metodo volumetrico.

3. - ASSETTO GEOLOGICO E IDROGEOLOGICO

L'area geotermica di Viterbo, lunga circa 12 km e larga 1,5-2 km, situata nel settore occidentale dei Monti Cimini (Fig. 1), è costituita da rocce vulcaniche prodotte dai distretti Cimino del Pleistocene inferiore (1,35-0,8 Ma; ciclo acido della Provincia Magmatica Toscana) e Vicano del Pleistocene medio-superiore (0,5 - 0,09 Ma; ciclo K-alcino sotto saturo di silice della Provincia Magmatica Romana; Fig. 2). Il substrato è costituito dai sedimenti marini argillosi e subordinatamente sabbiosi marini di acque sottili del Pliocene-Pleistocene e dalle sottostanti unità Liguridi, che comprendono il Flysch della Tolfa del Cretacico superiore-Eocene con il membro argilloso-calcareo di Poggio Vivo (argilliti, marne, calcari marnosi, calcareniti torbiditiche) e il membro calcareo-marnoso del Fosso dell'Anitrella

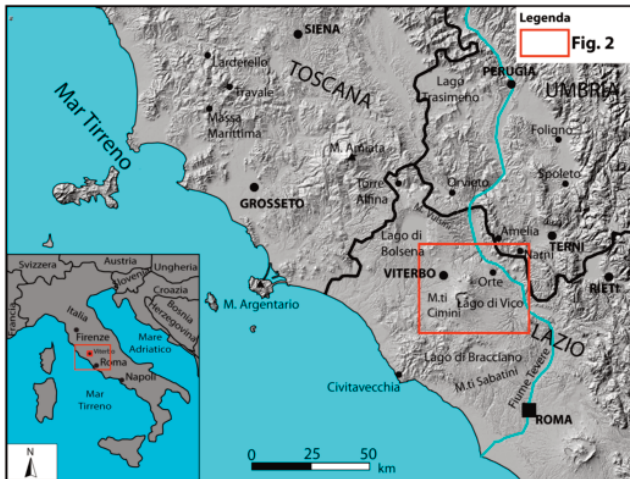


Fig. 1 - Ubciazione dell'area di studio.
- Location of the study area.

(calcarei marnosi, marne, argilliti, calcareniti torbidi-
tiche) e un piccolo affioramento delle Arenarie di
Poggio S. Benedetto con il membro arenaceo-peli-
tico di Fosso Guzzarella (arenarie vulcanoclastiche,
argilliti) e il membro pelitico-arenaceo di La Guar-

diola (argilliti e siltiti) dell'Oligocene (CHIOCCHINI &
MADONNA, 2005; ISPRA, in stampa). Le unità Ligu-
ridi sono sovrascorse sulle formazioni carbonatiche
Mesozoico-Cenozoiche della Falda Toscana e della
Successione Umbro Marchigiana e diverse faglie di-
rette orientate NO-SE e SO-NE, che hanno interes-
sato la fascia peri-Tirrenica dell'Italia centrale
durante il Pliocene-Quaternario (CONSIGLIO NAZIO-
NALE DELLE RICERCHE, 1992), hanno formato strut-
ture con horst e graben. I depositi marini e
continentali del Pliocene-Quaternario riempiono in
prevalenza i graben del substrato Mesozoico-Ceno-
zoico (BUONASORTE *et alii*, 1987; BARBERI *et alii*,
1994). L'assottigliamento della crosta continentale e
i connessi cicli magmatici, attivi nella fascia peri-Tir-
renica centrale nel Pliocene-Pleistocene, hanno ge-
nerato in alcune aree della Toscana e del Lazio un
forte flusso di calore regionale con valori di 200-300
mW/m² fino a 450 mW/m² (CALAMAI *et alii*, 1976;
DELLA VEDOVA *et alii*, 1991; CATALDI *et alii*, 1999).
Questa fascia è inoltre caratterizzata da notevoli

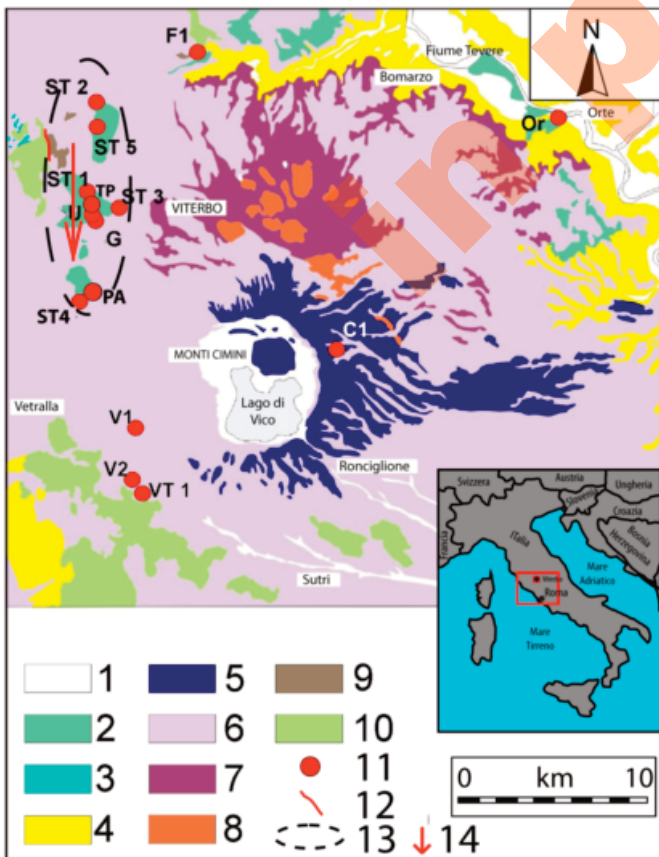


Fig. 2 - Carta geologica che illustra i distretti Cimino e Vicano, l'area geotermica di Viterbo, delimitata in alto a sinistra tra i sondaggi ST2 e ST4, e la direzione di deflusso dell'acqua termale da nord verso sud. 1, depositi alluvionali (Quaternario); 2, travertini dell'Unità Bullicame (Olocene); 3, travertini dell'Unità di Case Castiglione (Olocene); 4, sedimenti prevalentemente argillosi (complesso impermeabile; Pliocene-Pleistocene inferiore); 5, prodotti post-caldera del distretto Vicano (acquifero vulcanico; Pleistocene medio-superiore); 6, tufi e lave dell'attività pre-caldera del distretto Vicano (acquifero vulcanico; Pleistocene medio-superiore); 7, ignimbriti dell'ultima fase del distretto Cimino (acquifero vulcanico; Pleistocene inferiore); 8, duomi della prima fase del distretto Cimino (acquifero vulcanico; Pleistocene inferiore); 9, Arenarie di Poggio S. Benedetto (complesso impermeabile; Oligocene); 10, Flysch della Tolfa (complesso impermeabile; Cretacico superiore-Eocene); 11, sondaggi: ST1, ST2, ST3, ST4, ST5 della Società Terni; F1, V1, V2, Vt1, C1 dell'Enel; U e G pozzi delle ex Terme INPS; TP pozzo delle Terme dei Papi; PA (= Paliano 1 di figura 4 a) e Or pozzi di privati; 12, faglia diretta; 13, limite dell'area geotermica; 14, flusso dell'acqua termale. Le unità 4 - 10 sono riferite ai rispettivi complessi idrogeologici di figura 4.

- Geological map showing the Cimino and Vico volcanic districts, the Viterbo geothermal area, delimited in the upper left between boreholes ST2 and ST4, and the flow of thermal water from north to south. 1, alluvial deposits (Quaternary); 2, travertines of the Bullicame Unit (Holocene); 3, travertines of the Case Castiglione Unit (Holocene); 4, mainly clayey sediments (impervious complex; upper Pliocene-lower Pleistocene); 5, post-caldera products of the Vico district (volcanic aquifer; middle-upper Pleistocene); 6, tuffs and lavas of the pre-caldera activity of the Vico district (volcanic aquifer; middle-upper Pleistocene); 7, ignimbrites of the latter phase of the Cimino district (volcanic aquifer; lower Pleistocene); 8, domes of the former phase of the Cimino district (volcanic aquifer; lower Pleistocene); 9, Poggio S. Benedetto Sandstone (impervious complex; Oligocene); 10, Tolfa Flysch (impervious complex; upper Cretaceous-Eocene); 11, borehole: ST1, ST2, ST3, ST4, ST5 of Terni Company; F1, V1, V2, Vt1, C1 of Enel; U and G wells of ex Spa INPS; TP well of Spa of Papes; PA (= Paliano 1 of figure 4 a) and Or wells of private owners; 12, normal fault; 13, boundary of geothermal area; 14, flow of thermal water. Units 4 - 10 are referred to the respective hydrogeological complexes shown in figure 4.

emissioni di CO₂ che controllano la deposizione di travertino, in particolare nell'area geotermica di Viterbo (MANFRA *et alii*, 1976; DUCHI *et alii*, 1985; 1995; MINISSALE *et alii*, 2002).

Le rocce vulcaniche dei distretti Cimino e Vicano formano un acquifero superficiale (sistema idrogeologico vulcanico dei Monti Cimini; BAIOCCHI *et alii*, 2006 a) separato, mediante le unità impermeabili del Pliocene inferiore e delle Liguridi, dall'acquifero profondo costituito dalle rocce carbonatiche Mesozoico-Cenozoiche della Falda Toscana e della Successione Umbro Marchigiana, che ospitano un sistema idrotermale (CALAMAI *et alii*, 1976; BUONASORTE *et alii*, 1987; CHIOCCHINI *et alii*, 2010; BAIOCCHI *et alii*, 2012; 2013). Tale acquifero risulta sollevato mediante i sistemi di faglie dirette orientate NO-SE e SO-NE, che favoriscono un elevato flusso di calore e la risalita dei fluidi termali lungo le faglie. Di conseguenza i distretti vulcanici Cimino e Vicano e l'area di Viterbo sono considerati di grande interesse geotermico (categoria A1 con temperatura > 200°C; CATALDI *et alii*, 1999). Inoltre si evidenzia che nell'area geotermica di Viterbo esistono 4 concessioni minerarie relative alle acque termali rilasciate dalla RL-DRSEAP: Bullicame e Bagnaccio al Comune di Viterbo, Paliano alla Società Free Time Srl, e Oasi alla Società Fenis Immobiliare.

4. - I MIC PROPOSTI

Questi modelli sono descritti in ordine cronologico (Fig. 3).

CONFORTO (1954) ha ricostruito un modello stratigrafico e tettonico dell'area geotermica di Viterbo mediante il rilevamento geologico, la prospezione geofisica e cinque sondaggi per la Società Terni. L'Autore ha prodotto le sezioni A-A, B-B, C-C, di cui le prime due, riportate nella figura 3a, mostrano, dall'alto, le rocce piroclastiche del Pleistocene che giacciono su una successione costituita da un flysch argilloso-calcareo (corrispondente al membro di Poggio Vivo) e da un flysch marnoso-calcareo (corrispondente al membro del Fosso dell'Anitrella) dell'Oligocene, sovrapposti alle rocce carbonatiche

del Cretacico medio. Sono individuate due “*zolle*” sollevate delimitate da faglie dirette in corrispondenza dei sondaggi Bagnaccio, nella sezione superiore (A-A), e Zitelle nella sezione inferiore (B-B). Le rocce piroclastiche ospitano acqua fredda, mentre l'acqua termale proveniente dalle rocce carbonatiche mesozoiche “*si rinviene nei tufi, sopra il contatto tra il vulcanico ed il sedimentario*”. Il fluido termale risale dalle rocce carbonatiche lungo le faglie dirette, “*non penetra nel complesso terziario (flysch) poco permeabile in sé e poco fratturato in vicinanza delle faglie*”, scorre verso l'alto lungo le “*linee di minore resistenza*” (faglie dirette) fino al contatto tra le rocce piroclastiche e il flysch dove si accumula, defluisce attraverso le discontinuità delle rocce piroclastiche, si mescola con l'acqua fredda presente in queste ultime ed emerge alimentando le sorgenti termali.

CALAMAI *et alii* (1976) hanno proposto un MIC della fascia pre-Appenninica della Toscana e del Lazio (Fig. 3b) comprendente, dall'alto, l'acquifero vulcanico superficiale del Quaternario, la “copertura” costituita dal complesso post-orogonico del Pliocene-Quaternario e dal complesso del flysch Giurassico-Eocenico, l'acquifero carbonatico mesozoico confinato e il substrato scistoso filladico Permiano. Le aree di ricarica o “aree assorbenti” sono costituite dalla Successione Umbro Marchigiana Mesozoico-Cenozoica dell'Appennino centrale.

BUONASORTE *et alii* (1987) hanno adottato per l'area geotermica di Torre Alfina, situata a circa 40 km a nord ovest di Viterbo (Fig. 1), un MIC simile a quello di CALAMAI *et alii* (1976), ed hanno eseguito una valutazione specifica dell'eventuale contributo di acqua derivata dal complesso del flysch (Unità di S. Fiora, molto simile e coeva al Flysch della Tolfa), che anche questi Autori definiscono “copertura”. Considerando una percolazione verso l'acquifero carbonatico profondo della Falda Toscana, un valore della conducibilità idraulica del flysch di 10⁻⁹ m/s e applicando la legge di Darcy questi Autori hanno dimostrato che il contributo all'acquifero carbonatico era di 3,11 L/s, cioè un apporto insignificante. L'area di ricarica è attribuita alla Falda Toscana del Monte Cetona, molto simile alla coeva Successione Umbro Marchigiana.

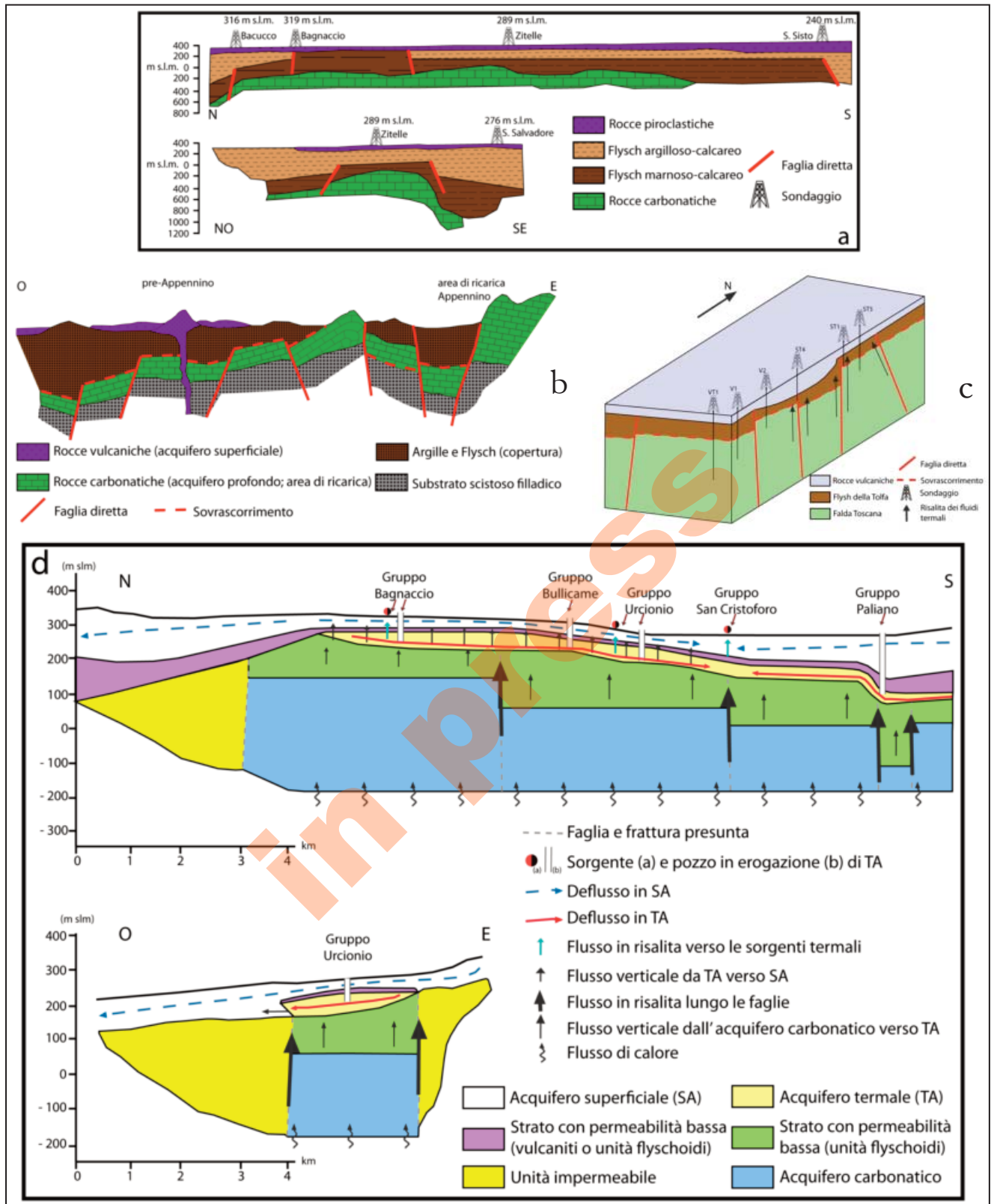


Fig. 3 - Modelli idrogeologici concettuali proposti per l'area geotermica di Viterbo. a) da CONFORTO (1954) modificato (la sezione in alto corrisponde alla sezione A-A, quella in basso alla B-B dell'Autore); b) da CALAMAI *et alii* (1976) modificato; c) da CHIOCCHINI *et alii* (2010) modificato; d) da BAIOCCHI *et alii* (2012) modificato (la sezione in alto corrisponde alla sezione a-a', quella in basso alla c-c' degli Autori).

- Conceptual hydrogeological models proposed for the Viterbo hydrothermal system. a) from CONFORTO (1954) modified (the upper section corresponds to the section A-A, the lower one to the section B-B of the Author); b) from CALAMAI *et alii* (1976) modified; c) from CHIOCCHINI *et alii* (2010) modified; d) from BAIOCCHI *et alii* (2012) modified (the upper section corresponds to the section a-a', the lower one to the section c-c' of the Authors).

Secondo MINISSALE *et alii* (2002) la ricarica dell'acquifero carbonatico Mesozoico è ubicata nell'Appennino centrale (Umbria e Marche; fig. 1) e le acque sotterranee che scorrono verso ovest si riscaldano per conduzione incorporando grandi quantità di CO₂ che emerge nelle sorgenti termali formando i depositi di travertino.

PISCOPO *et alii* (2006) hanno proposto che l'acquifero vulcanico eterogeneo e anisotropo superficiale dei Monti Cimini e il sistema idrotermale di Viterbo (Fig. 2) sono delimitati alla base dal complesso del flysch e dalle argille del Pliocene inferiore con bassa permeabilità e sono alimentati dai Monti Cimini. L'acqua termale è collegata alla circolazione nell'acquifero carbonatico che è alimentato dalla stessa area di ricarica dell'acquifero vulcanico.

Le ricerche di MARRONI *et alii* (2005) e SENARUM UNIVERSITATIS (2008) sul Monte Amiata in Toscana, situato circa 80 km a nord ovest di Viterbo (Fig. 1), hanno concluso che gli acquiferi vulcanico e carbonatico sono separati idraulicamente dal complesso impermeabile del flysch e delle argille del Pliocene inferiore. Questa interpretazione è stata adottata anche da SBRANA *et alii* (2015).

Il MIC del sistema idrotermale di Viterbo secondo CHIOCCHINI *et alii* (2010) (Fig. 3c) è costituito da un acquifero vulcanico con acque fredde e miste separate idraulicamente mediante il complesso impermeabile del flysch dall'acquifero carbonatico della Falda Toscana che ospita i fluidi termali, la cui area di ricarica si trova nell'acquifero carbonatico della Successione Umbro Marchigiana dell'Appennino centrale.

BAIOCCHI *et alii* (2012; 2013, in accordo con PISCOPO *et alii* (2006), hanno condotto una ricerca sul MIC del sistema idrotermale di Viterbo (Fig. 3d) che comprende (BAIOCCHI *et alii*, 2012) “un acquifero principale superficiale (SA) composto dalle vulcaniti del Pleistocene e un acquifero termale (TA) contenuto principalmente nelle vulcaniti al contatto con le unità del flysch oppure nella parte superiore delle unità del flysch. I due acquiferi sono separati in genere tramite uno strato di vulcaniti con bassa permeabilità o di flysch con spessore da pochi metri a decine di metri. A maggiore profondità, uno spesso strato di flysch con bassa permeabilità localmente fratturato e fagliato

separa gli acquiferi superficiali (SA e TA) dal serbatoio principale costituito dalle rocce carbonatiche con fluidi caldi... Si verifica un flusso verticale dall'acquifero carbonatico verso l'acquifero termale (TA) attraverso le unità del flysch (aquitard) e da quest'ultimo all'acquifero vulcanico (SA)”. Il TA ha uno spessore di 50-80 m, valori di conducibilità idraulica di 10⁻⁴ - 10⁻⁵ m/s, una portata di 170 L/s e l'acqua termale scorre da nord verso sud e da sud verso nord. L'area di ricarica dei tre acquiferi si trova nei Monti Cimini. Questa ricerca sul MIC è stata adottata anche dal COMUNE DI VITERBO (2012).

CINTI *et alii* (2014; 2015) hanno proposto un modello idrogeologico concettuale quasi identico a quello di BAIOCCHI *et alii* (2012; 2013).

CHIOCCHINI & MANNA (2015), in accordo con il MIC di CHIOCCHINI *et alii* (2010), sottolineano che la portata totale del sistema idrotermale sta attraversando una crisi idrica da 160 anni.

5. - DIFFERENZE TRA I MIC PROPOSTI

I modelli idrogeologici concettuali sopra descritti sono di due tipi: il primo MIC è mostrato nella figura 3 a (CONFORTO, 1954), nella figura 3 b (CALAMAI *et alii*, 1976; BUONASORTE *et alii*, 1987; MINISSALE *et alii*, 2002; MARRONI *et alii*, 2005; SENARUM UNIVERSITATIS, 2008; SBRANA *et alii*, 2015) e nella figura 3 c (CHIOCCHINI *et alii*, 2010; CHIOCCHINI & MANNA, 2015); il secondo MIC è riportato nella figura 3 d (PISCOPO *et alii*, 2006; BAIOCCHI *et alii*, 2012; 2013; CINTI *et alii*, 2014; 2015). Questi tipi di modelli differiscono per tre motivi fondamentali: (1) il ruolo idrogeologico del flysch (Flysch della Tolfa) tra l'acquifero vulcanico superficiale e l'acquifero carbonatico profondo che ospita il sistema idrotermale; (2) la presenza di un presunto acquifero termale (TA); (3) l'area di ricarica dell'acquifero carbonatico. Il secondo MIC (Fig. 3d) non viene da noi condiviso per i seguenti motivi (CHIOCCHINI, 2016).

5.1. Le sezioni idrogeologiche a-a', b-b', c-c' di BAIOCCHI *et alii* (2012) non solo non riflettono il reale assetto stratigrafico e strutturale del sistema idrotermale, ma non sono sufficienti a definire tale

assetto, che deve essere rappresentato mediante un modello 3D. In particolare, la sezione a-a', corrispondente alla sezione in alto della figura 3 d, mostra una struttura costituita da quattro blocchi abbassati verso sud con geometria a "scala", che non descrive la reale geometria dei blocchi fagliati, come si evidenzia confrontando la figura 3 d con il modello 3D del MIC di figura 5 a, in cui sono presenti due blocchi sollevati, uno intermedio, uno anteriore e uno posteriore abbassati. Questa differenza incide molto sulla ricostruzione de MIC.

5.2. Le 60 stratigrafie dei sondaggi, su cui si basa la ricostruzione del MIC, non sono state trattate in maniera corretta. Infatti queste stratigrafie evidenziano chiaramente che: (1) i tufi dell'acquifero vulcanico, pur essendo localmente impregnati di travertino, sono privi di alterazione idrotermale, pertanto non esiste uno strato di "vulcaniti" con bassa permeabilità; (2) non esistono diverse "unità flyschoidi", ma è presente solo una formazione nota come Flysch della Tolfa; (3) i sondaggi ST1-ST5 (Fig. 7) della Società Terni indicano che il Flysch della Tolfa è composto dal membro argilloso-calcareo di Poggio Vivo e da quello calcareo-marnoso del Fosso dell'Anitrella (ISPRA, in stampa); (4) mancano i dati del Rock Quality Designation (RQD) delle carote di questi sondaggi, di conseguenza è pura invenzione che a maggiori profondità esisterebbe uno "spesso strato di flysch" localmente fratturato e fagliato che separa gli acquiferi superficiali SA e TA dal serbatoio principale con fluidi caldi. Quanto sopra illustrato evidenzia il mancato riconoscimento dei litotipi. Inoltre l'uso del termine "spesso strato di flysch" denota una notevole confusione circa la litostratigrafia delle formazioni denominate con il termine "flysch". Pertanto l'acquifero termale TA, "contenuto principalmente nelle vulcaniti al contatto con le unità flyschoidi oppure nella parte superiore delle unità flyschoidi", non esiste.

5.3. Il Flysch della Tolfa, caratterizzato dai più bassi valori della conducibilità idraulica ($10^{-9} - 10^{-8}$ m/s; PISCOPO *et alii*, 2006) non può chiaramente trasferire volumi significativi di acqua. Tuttavia nella sezione di figura 3 d il Flysch della Tolfa è considerato sia come Unità impermeabile (colore giallo scuro),

sia come Strato con permeabilità bassa (colore verde) ovvero come aquitard, cioè capace di trasmettere quantità di acqua significative, senza alcun dato RQD, come sopra ricordato, e contraddicendo i valori più bassi della conducibilità idraulica di PISCOPO *et alii* (2006). In tal modo una ben definita unità litostratigrafica, caratterizzata dai più bassi valori di conducibilità idraulica, è stata trasformata in un complesso idrogeologico bivalente, cioè in parte impermeabile, in parte semipermeabile, da utilizzare per un modello concettuale inventato. Di conseguenza il complesso del Flysch della Tolfa non è un aquitard, ma è impermeabile, e non esiste alcun flusso verticale attraverso di esso dall'acquifero carbonatico verso l'acquifero vulcanico SA e da TA verso SA.

5.4. La profondità fino 200 m e lo spessore di TA compreso a 50 e 80 m non corrispondono al reale assetto stratigrafico del sistema idrotermale ricostruito mediante le stratigrafie dei sondaggi della Società Terni (CONFORTO, 1954). Infatti il contatto tra i tufi dell'acquifero vulcanico e il Flysch della Tolfa varia da nord a sud come segue (Fig. 9): 266 m s.l.m. nel sondaggio ST 2 (Bacucco) con piano campagna a 316 m s.l.m. (profondità e spessore dei tufi 50 m); 234 m s.l.m. nel sondaggio ST5 (Bagnaccio) con piano campagna a 319 m s.l.m. (profondità e spessore dei tufi 85 m); 207 m s.l.m. nel sondaggio ST 1 (Zitelle) con piano campagna a 289 m s.l.m. (profondità e spessore dei tufi 82 m); 157 m s.l.m. nel pozzo PA (Paliano 1) con piano campagna 254 m s.l.m. (profondità 97 m e spessore dei tufi 80 m); 65 m s.l.m. nel sondaggio ST4 (S. Sisto) con piano campagna a 230 s.l.m. (profondità e spessore dei tufi 165 m). Tenendo presente che: (1) il Flysch della Tolfa è un complesso impermeabile; (2) i tufi dell'acquifero vulcanico sono fratturati; (3) non esiste un livello di tufi alterati al contatto con il Flysch della Tolfa, lo spessore di TA compreso tra 50 e 80 m è pura invenzione.

5.5. I punti 5.1. - 5.4. indicano chiaramente che l'acquifero termale (TA) e il sovrastante livello con bassa permeabilità (aquitard) sono una artificiosa inaccettabile invenzione per supportare un assetto idrogeologico che non esiste.

5.6. Le curve piezometriche di TA orientate NO-SE risultano non corrette perché il loro andamento è O-E. Inoltre nella zona meridionale anche la posizione della curva piezometrica 240 m s.l.m. risulta errata sia perché le sorgenti Asinello-S. Cristoforo, caratterizzate da notevole perdita di carico attraverso le fratture dell'acquifero vulcanico superficiale SA, sono estinte, sia perché essa è stata ubicata a nord della curva piezometrica 250 m s.l.m., ma la sua posizione corretta è a sud di questa ultima, in corrispondenza del sondaggio ST 4. La posizione errata ha lo scopo di dimostrare che l'acqua termale nella zona meridionale scorre da sud verso nord e che l'area di ricarica si trova nei Monti Cimini a SE dell'area geotermica.

5.7. I valori dello spessore e della conducibilità idraulica di TA non sono realistici. La portata potenziale di TA è stata stimata in 250 L/s da BAIOCCHI *et alii* (2012) e 200 L/s da BAIOCCHI *et alii* (2013), con una misteriosa perdita 50 L/s. Senza tener conto di questa incongruenza, verosimilmente dovuta alla evaporazione (!) di ben 50 L/s dal 2012 al 2013, il valore di 200 L/s secondo BAIOCCHI *et alii* (2013) è errato perché l'acqua termale scorre uniformemente da nord verso sud, come specificato nel capitolo 6 RISULTATI. Pertanto la portata di 170 L/s attribuita a TA non è realistica e, per lo stesso motivo, l'area di ricarica del sistema idrotermale non può coincidere con i Monti Cimini.

5.8. Nel terzo modello numerico di BAIOCCHI *et alii* (2013), riferito a tutta l'area geotermica, con superficie di 35 km², la ricarica per infiltrazione diretta ottenuta mediante il bilancio acqua-suolo è di 220 L/s secondo BAIOCCHI *et alii* (2012), i quali affermano che tale bilancio è stato stimato su una superficie di circa 38 km². Al riguardo si evidenzia che non è affatto chiara l'ubicazione di tale superficie di 38 km² e che l'ubicazione dell'area geotermica dentro questa superficie è incomprensibile. Inoltre questi Autori riprendono i dati dei suoli dagli articoli di LORENZONI *et alii* (1985), LULLI *et alii* (1986) e CARNICELLI *et alii* (2006), di cui, però, i primi due descrivono i suoli dei Monti Cimini molto distanti dall'area geotermica, mentre il terzo illustra i suoli del territorio urbano di Viterbo, anche esso ubicato

fuori dell'area geotermica. Si evidenzia quindi che i caratteri fondamentali dei suoli (tessitura, struttura, contenuto di acqua, quantità minima di acqua, ecc.) e l'uso del suolo non sono descritti mediante uno specifico studio pedologico dell'area geotermica, in cui circa la metà dei suoli deriva dall'alterazione dei travertini dell'Unità Bullicame (Fig. 4) e l'altra metà dall'alterazione di vari tipi di tufi (Ignimbrite Cimina, Tufi Stratificati Varicolori Vicani e Tufo Rosso con Scorie Nere Vicano), cioè suoli non solo completamente differenti dai tipi descritti da LORENZONI *et alii* (1985), LULLI *et alii* (1986) e CARNICELLI *et alii* (2006), ma formati anche in condizioni geomorfologiche molto diverse. Di conseguenza i 220 L/s del bilancio acqua-suolo sono del tutto inattendibili. Inoltre si evidenzia che: (1) il valore della conducibilità idraulica del TA $1,2 \times 10^{-5}$ m/s è irrealistico; (2) le caratteristiche litologiche e lo stato di fratturazione di TA, "contenuto principalmente nelle vulcaniti al contatto con le unità del flysch oppure nella parte superiore delle unità del flysch, e di SA, composto da tipi di tufo molto differenti e con diverso grado di porosità e fratturazione, indicano che i due acquiferi non possono essere considerati isotropi. Posto che il TA non esiste, risultano ovviamente inutili sia la procedura di calibrazione del modello con il metodo *trial and error*, sia i valori della conducibilità idraulica del TA compresi tra 6×10^{-6} e 8×10^{-5} m/s e i valori del flusso da SA verso TA (89 L/s).

5.9. Circa il quarto modello numerico di BAIOCCHI *et alii* (2013), ubicato in una zona di 5 km² nel settore settentrionale dell'area geotermica, si evidenzia che le unità idrostratigrafiche TA, SA e aquitard non possono essere considerate omogenee rispetto alle loro proprietà fisiche (conducibilità idraulica, porosità, capacità termica, conducibilità termica). Infatti le caratteristiche litologiche e lo stato di fratturazione molto differenti di TA, SA e aquitard suggeriscono che almeno la conducibilità idraulica e porosità non possono essere considerate omogenee: sia i valori della porosità 0,15 per l'aquitard e 0,20 per TA, sia il valore $4,0 \times 10^{-4}$ m/s della conducibilità idraulica per TA sono irrealistici. Inoltre i valori dello spessore dell'aquitard (10 m) e di TA (50-80 m) sono numeri inventati, come precisato nel punto 5.4. Si

chiede: perchè non, rispettivamente, 20 m e 75 m oppure 30 m e 70 m ?

5.10. Quanto illustrato nei punti 5.8 – 5.9 indica che qualsiasi modellazione numerica applicata al MIC risulta inattendibile.

6. - RISULTATI

6.1 - IL MIC ALTERNATIVO

Allo scopo di descrivere chiaramente la superficie piezometrica dell'acqua termale (Fig. 4a) e dell'acquifero vulcanico (Fig. 4b) sono state prodotte due carte idrogeologiche dell'area geotermica in cui sono riportati il complesso dei travertini, il complesso piroclastico, il complesso piroclastico-lavico e il complesso del flysch (Flysch della Tolfa). Inoltre sono stati prodotti i modelli idrogeologici concettuali 3D del sistema idrotermale (Fig. 5) e dell'area di ricarica dell'Appennino centrale (Fig. 6), in base alla geologia di superficie, ai dati geofisici e alle stratigrafie dei sondaggi (CHIOCCHINI *et alii*, 2010; CHIOCCHINI & MANNA, 2015; CHIOCCHINI & SAVARESE, 2019; Figg. 7 e 8).

Il complesso dei travertini, costituito dai quattro affioramenti dell'Unità Bullicame (uno nella zona settentrionale, uno nella zona centrale e due nella zona meridionale; Fig. 4) con uno spessore tra 15 e 23 m, è caratterizzato da un grado di permeabilità relativa medio-alto, dovuto a porosità e fratturazione. Questo complesso ha scarsa importanza, perché le precipitazioni scorrono verso il sottostante acquifero vulcanico. Anche il complesso piroclastico-lavico, costituito dall'Ignimbrite Cimina e dalla lava leucitica, nonostante il grado di permeabilità relativa medio-alto dovuta a fratturazione, ha scarso significato perchè i suoi affioramenti sono molto limitati.

Il complesso piroclastico, che comprende il Tufo Rosso con Scorie Nere Vicano (tufo massivo rossastro fratturato) e i Tufi Stratificati Varicolori Vicani (pomici, lapilli scoriacei, depositi cineritici, paleosuoli) del Pleistocene medio-superiore, datati rispettivamente 0,150 e 0,420 Ma (LAURENZI & VILLA, 1987), forma l'acquifero vulcanico (sistema idrogeologico

vulcanico dei Monti Cimini; BAIOCCHI *et alii*, 2006 a), che risulta eterogeneo ed anisotropo con un grado di permeabilità relativa medio-alto per porosità e fratturazione e mostra impregnazioni di travertino sia al contatto con i cinque corpi dell'Unità Bullicame, sia in profondità, come evidenziato dai sondaggi della Società Terni ST1, ST5 e dai pozzi U Uliveto e PA Paliano 1 (Fig. 4a). Lo spessore complessivo dell'acquifero vulcanico in base ai sondaggi della Società Terni (CONFORTO, 1954) varia da 50 m nel sondaggio ST2 Bacucco nella zona settentrionale a 165 m nel sondaggio ST4 nella zona meridionale (Fig. 4a). La superficie piezometrica dell'acquifero vulcanico riportata in figura 4b mostra un andamento conforme con la superficie topografica in connessione con l'andamento radiale del deflusso sotterraneo nel sistema idrogeologico vulcanico dei Monti Cimini (BAIOCCHI *et alii*, 2006 a). Le acque sotterranee scorrono verso SO con gradiente 0,01 (Fig. 9), mentre nella zona settentrionale uno spartiacque sotterraneo determina un deflusso anche verso NE (CHIOCCHINI & MANNA, 2015; CHIOCCHINI & SAVARESE, 2019; Fig. 4b), e trovano recapito in sorgenti e corsi d'acqua torrentizi (CAPELLI *et alii*, 2005; BAIOCCHI *et alii*, 2006 a, 2006 b; CINTI *et alii*, 2015).

Il complesso del Flysch della Tolfa sotto l'acquifero vulcanico (Figg. 5 e 9) ha uno spessore da 120 m fino a oltre 200 m (sondaggi della Società Terni ST1- ST5) ed è caratterizzato dai valori più bassi di conducibilità idraulica, compresi tra 10^{-8} e 10^{-9} m/s (PISCOPO *et alii*, 2006), identici a quelli determinati da BUONASORTE *et alii* (1987) per il simile complesso del flysch di Torre Alfina (Unità di S. Fiora). Pertanto tale complesso è impermeabile.

Al di sotto del complesso del flysch si rinviene l'acquifero carbonatico, costituito dalla Falda Toscana. Questi due complessi costituiscono una idrostruttura interessata da due sistemi di faglie dirette orientate NO–SE e SO–NE, che formano due blocchi sollevati, uno intermedio, uno anteriore e uno posteriore abbassati completamente confinati tra i complessi impermeabili del Flysch della Tolfa e in parte delle argille del Pliocene inferiore a tetto e lateralmente (Fig. 5a), e il substrato scistoso filladico alla base (Fig. 6). Si evidenzia che tale ricostruzione

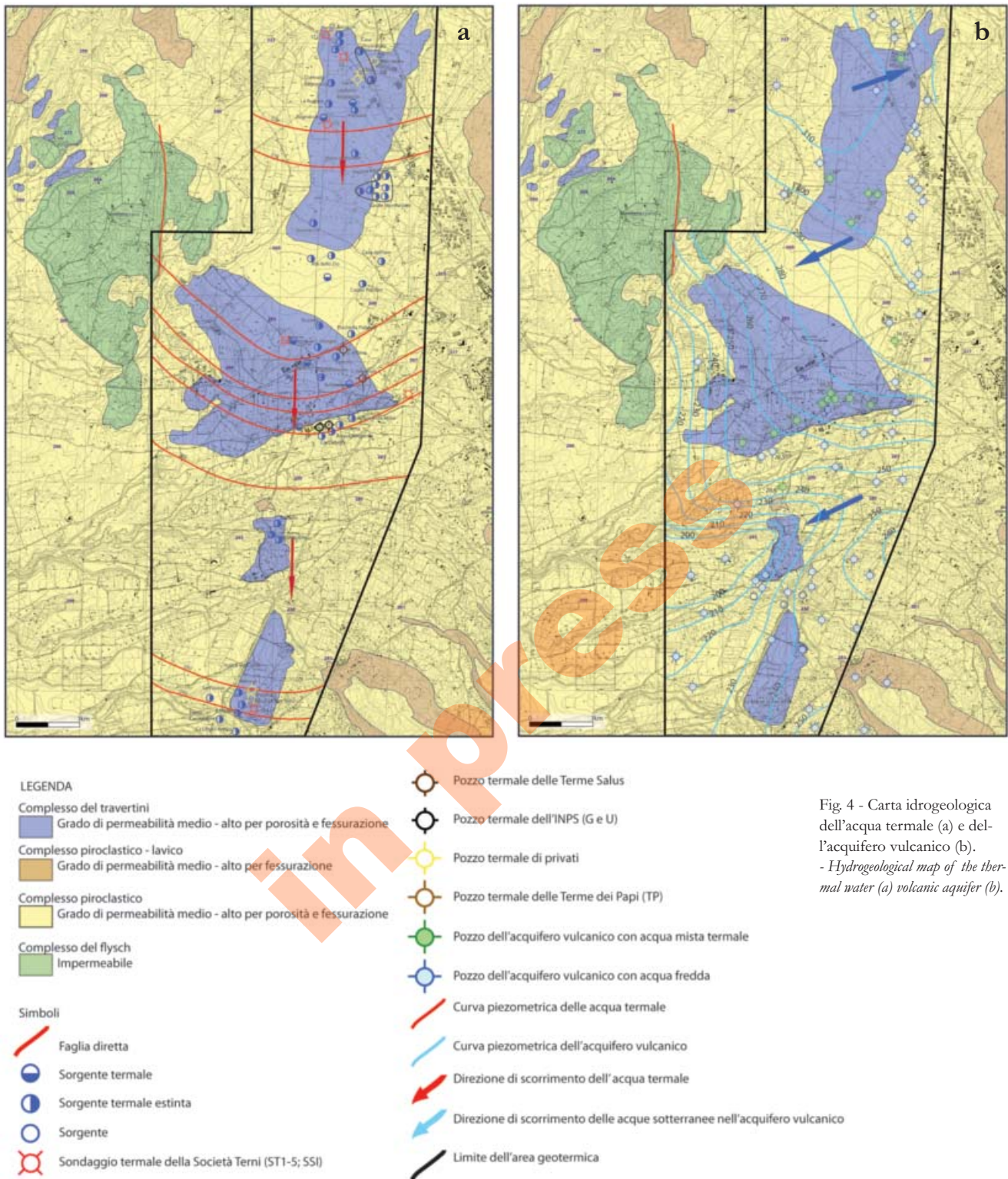


Fig. 4 - Carta idrogeologica dell'acqua termale (a) e dell'acquifero vulcanico (b).
 - Hydrogeological map of the thermal water (a) volcanic aquifer (b).

strutturale è molto differente da quella riportata nella inattendibile sezione a-a' di BAIOCCHI *et alii* (2012), corrispondente alla sezione in alto della figura 3d, che mostra quattro blocchi abbassati verso sud con geometria a "scala". Non sono disponibili dati sulla

conducibilità idraulica dell'acquifero carbonatico, ma il suo elevato grado di fratturazione e il notevole sviluppo dell'erosione carsica nelle formazioni carbonatiche Triassiche, Giurassiche e Cretaciche della Falda Toscana e della Successione Umbro Marchi-

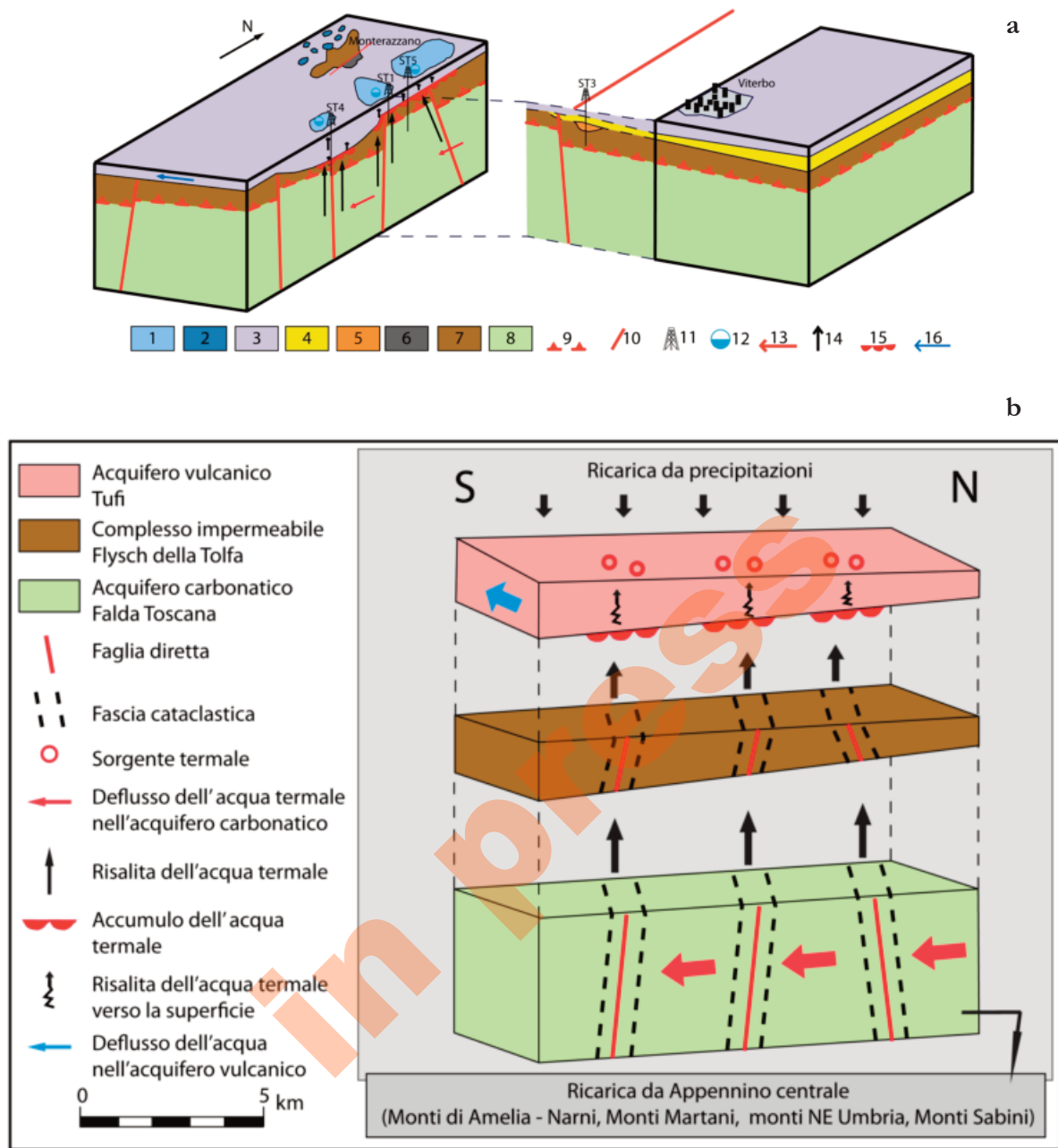


Fig. 5 - a) Modello idrogeologico concettuale 3D del sistema idrotermale di Viterbo. 1, travertini dell'Unità Bullicane (Olocene); 2, travertini dell'Unità di Case Castiglione (Olocene); 3, rocce prevalentemente piroclastiche dei distretti Cimino e Vicano (acquifero vulcanico; Pleistocene medio-superiore); 4, argille (complesso impermeabile; Pliocene inferiore); 5, Arenarie di Manciano (Messiniano superiore); 6, Arenarie di Poggio S. Benedetto (complesso impermeabile; Oligocene); 7, Flysch della Tolfa (complesso impermeabile; Cretaceo superiore-Eocene); 8, Falda Toscana (acquifero carbonatico; Triassico superiore-Paleogene); 9 sovrascorimento; 10, faglia diretta; 11, sondaggio; 12, sorgente di acqua termale; 13, direzione di scorrimento dell'acqua termale; 14, risalita dell'acqua termale; 15, acqua termale accumulata alla base dell'acquifero vulcanico; 16, direzione di scorrimento delle acque sotterranee nell'acquifero vulcanico. b) Il modello concettuale 3D semplificato mostra l'acquifero vulcanico separato dall'acquifero carbonatico della Falda Toscana mediante il complesso impermeabile del Flysch della Tolfa; la ricarica degli acquiferi; il deflusso e l'accumulo dell'acqua termale alla base dell'acquifero vulcanico e la risalita fino in superficie; la direzione di scorrimento delle acque sotterranee nell'acquifero vulcanico.

- a) 3D conceptual hydrogeological model of the Viterbo hydrothermal system. 1, travertines of the Bullicane Unit (Holocene); 2, travertines of the Case Castiglione Unit (Holocene); 3, mainly pyroclastic rocks of the Cimino and Vico districts (volcanic aquifer; middle-late Pleistocene); 4, clays (impervious complex; lower Pliocene); 5, Manciano Sandstone (upper Messinian); 6, Poggio S. Benedetto Sandstone (impervious complex; Oligocene); 7, Tolfa Flysch (impervious complex; upper Cretaceous-Eocene); 8, Tuscan Nappe (carbonate aquifer; upper Triassic-Paleogene); 9 thrust; 10, normal fault; 11, borehole; 12, spring of thermal water; 13, direction of flow of thermal water; 14, flow of thermal water rising upwards; 15, thermal water accumulated at the base of volcanic aquifer; 16, flow of groundwater in the volcanic aquifer. b) The simplified 3D conceptual model shows the volcanic aquifer separated from the carbonate aquifer of Tuscan Nappe through the impervious layer of Tolfa Flysch; the recharge of the aquifers; the flow and accumulation of thermal water at the base of volcanic aquifer and rising upwards as far as the surface; the flow of groundwater in volcanic aquifer.

giana nell'Appennino centrale e nel sottosuolo dell'area geotermica di Viterbo e dei Monti Cimini (Fig. 6), emerse nel Pliocene-Quaternario (CONSIGLIO

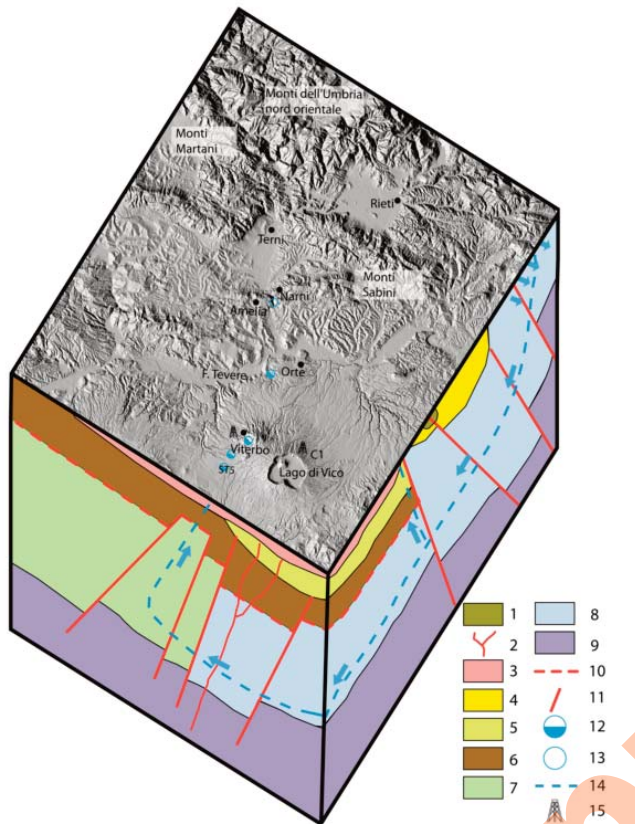


Fig. 6 - Il modello idrogeologico concettuale globale 3D mostra il sistema idrotermale di Viterbo (sezione anteriore), l'area di ricarica dell'Appennino centrale, che comprende i monti di Amelia-Narni, i Monti Sabini, i Monti Martani e le montagne dell'Umbria nord-orientale con i loro complessi idrogeologici (simboli 1 - 9) e il circuito che alimenta il sistema idrotermale (linea tratteggiata in blu). 1, sedimenti alluvionali (acquifero superficiale; Quaternario); 2, intrusioni di magma nei distretti Cimino e Vicano (Pleistocene); 3, rocce vulcaniche dei distretti Cimino e Vicano (acquifero vulcanico; Pleistocene); 4, argille (complesso impermeabile) e sabbie e ghiaie (acquifero superficiale) (Pleistocene); 5, sedimenti argillosi (complesso impermeabile; Pliocene inferiore); 6, Flysch della Tolfa (complesso impermeabile; Cretaceo superiore-Eocene); 7, Falda Toscana (Paleogene; acquifero carbonatico-Triassico superiore); 8, Successione Umbro Marchigiana (acquifero carbonatico; Triassico superiore-Paleogene); 9, substrato scistoso filladico (complesso impermeabile; Permiano); 10, sovrascorrimiento; 11, faglia diretta; 12, sorgente di acqua termale; 13, sorgenti del fiume Nera; 14, circuito delle acque sotterranee; 15, sondaggio: ST5 della Società Terni; C1 dell'Enel.

-3D overall conceptual hydrogeological model showing the Viterbo hydrothermal system (front section), the recharge area of central Apennine including the mountains of Amelia-Narni, the Sabini Mountains, the Martani Mountains and the mountains of north eastern Umbria with their hydrogeological complexes (symbols 1 - 9), and the circuit that feeds the hydrothermal system (dashed line in blue). 1, alluvial sediments (surface aquifer; Quaternary); 2, magma intrusions of the Cimino and Vico districts (Pleistocene); 3, volcanic rocks of the Cimino and Vico districts (volcanic aquifer; Pleistocene); 4, clays (impervious complex) and sands and gravels (surface aquifer) (Pleistocene); 5, clayey sediments (impervious complex; lower Pliocene); 6, Tolfa Flysch (impervious complex; upper Cretaceous-Eocene); 7, Tuscan Nappe (carbonate aquifer; upper Triassic-Paleogene); 8, Umbria Marche Succession (carbonate aquifer; upper Triassic-Paleogene); 9, schist phyllite substrate (impervious complex; Permian); 10, thrust; 11, normal fault; 12, spring of thermal water; 13, springs of the Nera River; 14, circuit of groundwater; 15, borehole: ST5 of Terni Company; C1 of Enel.

NAZIONALE DELLE RICERCHE, 1992; CHIOCCHINI & MANNA, 2015), indicano che queste rocce sono caratterizzate da un'elevata permeabilità relativa per fessurazione e carsismo. Durante la perforazione dei sondaggi ST1, ST4 e ST5 della Società Terni (Fig. 4 a), l'acqua termale è risalita pochi metri sopra il li-

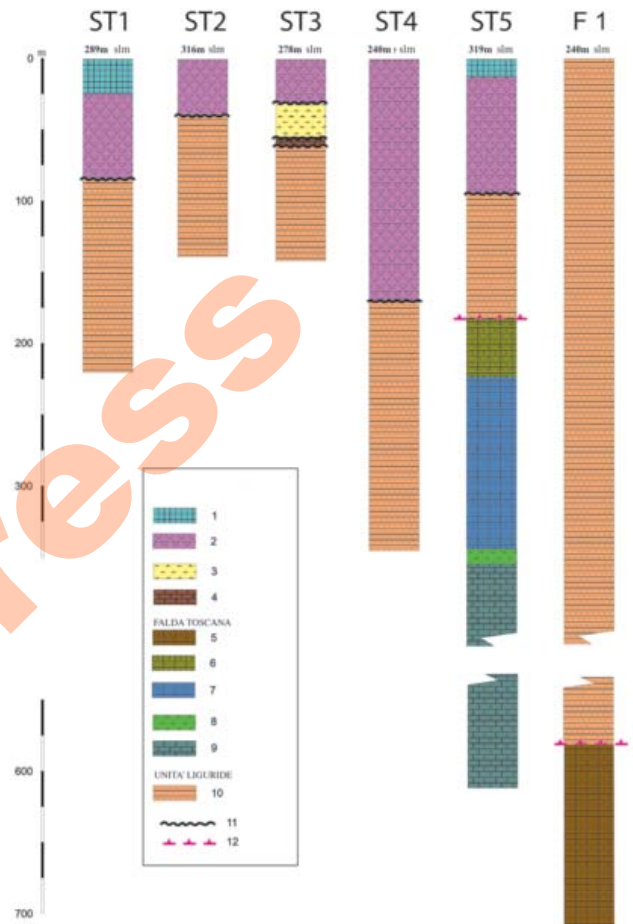


Fig. 7 - Stratigrafie dei sondaggi della Società Terni (ST1 - ST5) ed Enel (F1) boreholes. 1, travertines (Holocene); 2 pyroclastic rocks of the Vico District (middle-upper Pleistocene); 3, Fosso di S. Savino Unit (clays; lower Pliocene); 4, Manciano Sandstone (skeletal calcarenites; upper Messinian); 5, Scaglia (marly limestones; upper Cretaceous-Paleogene); 6, Diaspri (cherts; Dogger-Malm); 7, Calcari selciferi (limestones with chert; middle-upper Liassic); 8, Rosso ammonitico (marls and marly limestones; lower Liassic); 9, Calcare massiccio (limestones; lower Liassic); 10, Tolfa Flysch (shales, marls, marly and siliceous limestones, calcarenites; upper Cretaceous-Eocene); 11, unconformity; 12, thrust.

Stratigraphic logs of the Terni Company (ST1 - ST5) and Enel (F1) boreholes. 1, travertines (Holocene); 2 pyroclastic rocks of the Vico District (middle-upper Pleistocene); 3, Fosso di S. Savino Unit (clays; lower Pliocene); 4, Manciano Sandstone (skeletal calcarenites; upper Messinian); 5, Scaglia (marly limestones; upper Cretaceous-Paleogene); 6, Diaspri (cherts; Dogger-Malm); 7, Calcari selciferi (limestones with chert; middle-upper Liassic); 8, Rosso ammonitico (marls and marly limestones; lower Liassic); 9, Calcare massiccio (limestones; lower Liassic); 10, Tolfa Flysch (shales, marls, marly and siliceous limestones, calcarenites; upper Cretaceous-Eocene); 11, unconformity; 12, thrust.

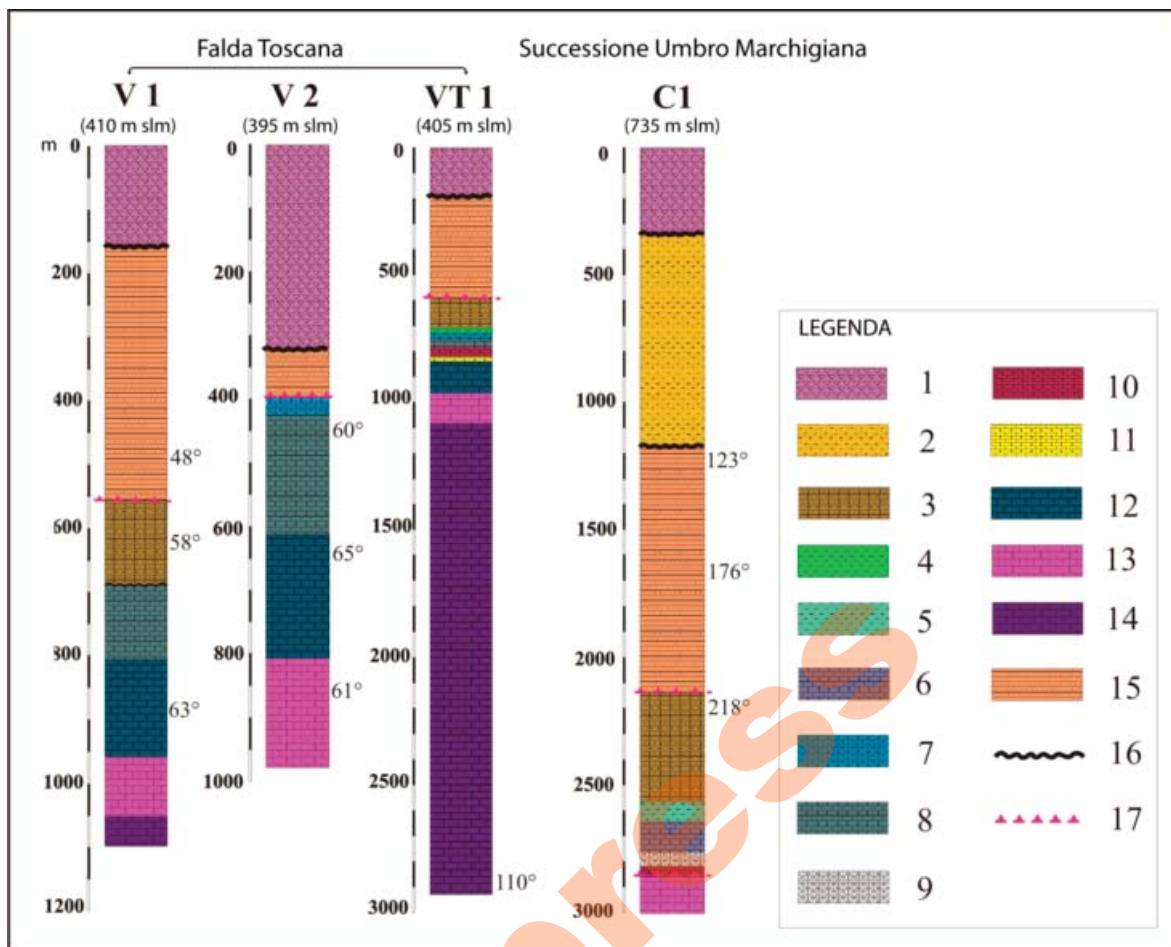


Fig. 8 - Stratigrafie dei sondaggi dell'Enel con le temperature misurate a diverse profondità. 1, rocce piroclastiche dei distretti Cimino e Vico (Pleistocene); 2, sedimenti argillosi (Pliocene inferiore); 3, Scaglia (calcarei marnosi; Cretacico superiore-Paleogene); 4, Marne a Fucoidi (marne e calcari marnosi; Cretacico inferiore) - Maiolica (calcarei con selce; Cretacico inferiore); 5, Marne a Fucoidi (marne e calcari marnosi; Cretacico inferiore); 6, Maiolica (calcarei con selce; Cretacico inferiore); 7, Diaspri (selci; Dogger-Malm); 8, Calcarei selciferi (calcarei con selce; Liassico medio-superiore); 9, Calcarei diasprini (calcarei con selce; Dogger); 10, Rosso ammonitico (marne e calcari marnosi; Liassico inferiore); 11, Corniola (calcarei con selce; Liassico inferiore); 12, Calcare massiccio (calcarei; Liassico inferiore); 13, Formazione con Rhaetavicula contorta (calcarei dolomitici e marne; Triassico superiore); 14, Calcare cavernoso-Formazione delle Anidriti di Burano (calcarei dolomitici, dolomie e anidrite; Triassico superiore); 15, Flysch della Tolfa (argilliti, marne, calcari marnosi e silicei, calcareniti; Cretacico superiore-Eocene); 16, discordanza; 17, sovrascorrimento.

Stratigraphic logs of the Enel boreholes with temperatures measured at different depths. 1, pyroclastic rocks of the Cimino and Vico Districts (Pleistocene); 2, clayey sediments (lower Pliocene); 3, Scaglia (marly limestones; upper Cretaceous-Paleogene); 4, Marne a Fucoidi (marls and marly limestones; lower Cretaceous) - Maiolica (limestones with chert; lower Cretaceous); 5, Marne a Fucoidi (marls and marly limestones; lower Cretaceous); 6, Maiolica (limestones with chert; lower Cretaceous); 7, Diaspri (cherts; Dogger-Malm); 8, Calcarei selciferi (limestones with chert; middle-upper Liassic); 9, Calcarei diasprini (limestones with chert; Dogger); 10, Rosso ammonitico (marls and marly limestones; lower Liassic); 11, Corniola (limestones with chert; lower Liassic); 12, Calcare massiccio (limestones; lower Liassic); 13, Rhaetavicula contorta Formation (dolomite limestones and marls; upper Triassic); 14, Calcare cavernoso-Anidriti di Burano Formation (dolomite limestones, dolostones and anhydrite; upper Triassic); 15, Tolfa Flysch (shales, marls, marly and siliceous limestones, calcarenites; upper Cretaceous-Eocene); 16, unconformity; 17, thrust.

vello del suolo con temperatura, rispettivamente, di 58°C, 65°C, 68°C, che è aumentata fino a 78°C nella parte inferiore del sondaggio ST5 (CONFORTO, 1954). Inoltre, una prova di produttività nel sondaggio Vetralla 1 (VT 1; Fig. 8) dell'Enel a una profondità di 1130-1145 m corrispondente alla parte superiore del Calcare cavernoso e alla Formazione delle Anidriti di Burano (Triassico superiore) ha fornito 8048 m³ di acqua solfato calcica con salinità di

circa 4 g/L e una portata massima di 14,7 L/s. Dopo la risalita di 96 ore, è stata estrapolata una pressione statica di circa 100 bar e una temperatura statica di 61,46°C alla profondità di 1120 m (CHIOCCHINI & MANNA, 2015). L'acquifero carbonatico ospita il sistema idrotermale con acqua solfato-alcalino-terrosa (CONFORTO, 1954; ARNONE, 1979; CAMPONESCHI & NOLASCO, 1984; DUCHI & MINISSALE, 1995; CHIOCCHINI *et alii*, 2001, 2010; PISCOPO *et alii*, 2006;

MANNA *et alii*, 2006; BAIOCCHI *et alii*, 2012, 2013; BUTTISTEL *et alii*, 2014; CINTI *et alii*, 2014, 2015; CHIOCCHINI & MANNA, 2015), vapore e gas (principalmente CO₂ e H₂S) che defluiscono verso l'alto a causa dei seguenti fattori (CHIOCCHINI & SAVARESE, 2019):

- la pressione interna di 25-75 bar a 1500 m di profondità nell'acquifero carbonatico (CHIOCCHINI *et alii*, 2010);
- la pressione di vapore e gas che consente di innalzare il livello idrostatico e di alleggerire il relativo carico idrostatico, con conseguente riduzione progressiva della densità dell'acqua;
- i valori elevati della temperatura nell'acquifero carbonatico con valori di 50°C a tetto e 100°C, 150°C, 200°C, rispettivamente, a 1000, 2000 e 3000 m di profondità (CHIOCCHINI *et alii*, 2010), che causano l'espansione termica dell'acqua, il cui ruolo è fondamentale per l'idrodinamica del sistema termale.

La maggior parte del vapore condensa nel sottosuolo e il liquido risultante si espande lateralmente o evapora (CHIODINI *et alii*, 2005). I fluidi termali nell'acquifero carbonatico possono penetrare e risalire negli unici spazi disponibili, cioè le fratture, e soprattutto lungo le fasce cataclastiche permeabili delle faglie dirette e dei sovrascorrimenti. Questo flusso concorda con quanto riportato da CAINE *et alii* (1996), FORSTER & SMITH (1988a; 1988b), LOPEZ & SMITH (1995), LI *et alii* (2007), UNDERSCHULTZ *et alii* (2018), i quali evidenziano che le fratture e le faglie sono fattori primari per il deflusso delle acque sotterranee e che l'elevata permeabilità lungo le zone fagliate è cruciale per lo sviluppo dei sistemi idrotermali. Inoltre secondo LI *et alii* (2007) e GRASBY & HUTCHINSON (2001) le faglie influenzano la profondità di circolazione e la conseguente temperatura, quindi le sorgenti sono spesso allineate lungo le faglie. Il pennacchio di acqua riscaldata e dilatata con bassa densità, il vapore e i gas defluiscono verso l'alto lungo le fasce cataclastiche permeabili delle faglie dirette orientate SO-NE, si espandono lateralmente e si accumulano sul contatto tra il complesso impermeabile del Flysch della Tolfa e la base dell'acquifero vulcanico (Fig. 5). La pressione di vapore e dei gas consente all'acqua termale di penetrare nel-

l'acquifero vulcanico, dove si mescola con l'acqua fredda in percentuali che variano da settore a settore dell'acquifero vulcanico, nonostante il carico idrostatico da esso esercitato, determinando una generale riduzione della sua temperatura originale. Infatti, nelle zone centrale e settentrionale, dove lo spessore dell'acquifero vulcanico e delle acque sotterranee è minore, l'acqua termale si mescola con un volume di acqua fredda minore rispetto a quello della zona meridionale, in cui, al contrario, il volume di acqua fredda è maggiore a causa del maggiore spessore dell'acquifero vulcanico e delle acque sotterranee. Questa ipotesi è supportata sia dalla temperatura dell'acqua miscelata tra 26,5°C e 45°C nei pozzi delle zone centrale e settentrionale (Fig. 4b), sia dalle concentrazioni dei solfati e dello stronzio, che BAIOCCHI *et alii* (2012) hanno utilizzato per definire i valori del rapporto Q_t/Q_i , in cui Q_t è il componente dell'acqua termale nell'acquifero vulcanico e Q_i è il flusso totale. I valori sono più alti (0,5) nelle zone centrale e settentrionale e più bassi (0,1) nella zona meridionale. Infine l'acqua termale, dopo essere stata miscelata con l'acqua fredda, emerge in superficie formando sorgenti con temperatura variabile tra 30°C e 62°C. Questi valori sono coerenti con quelli di CONFORTO (1954), che ha misurato 35°C - 63°C nella zona settentrionale, 51°C - 61°C nella zona centrale e 48°C - 58°C nella zona meridionale.

La superficie piezometrica dell'acqua termale ricostruita nella figura 4 a, leggermente difforme dalla superficie piezometrica dell'acquifero vulcanico, indica che il deflusso è continuo da nord, a quota 320 m s.l.m., verso sud, a quota 240 m s.l.m. con gradiente idraulico 0,008 (CALAMITA & BURI, 1963; CHIOCCHINI & MANNA, 2015; CHIOCCHINI & SAVARESE, 2019) (Figg. 4a e 9), in accordo con l'ipotesi che individua l'area di ricarica a nord della zona geotermica di Viterbo, cioè nell'acquifero carbonatico della Successione Umbro Marchigiana che comprende i monti di Amelia-Narni, i Monti Martani, i monti dell'Umbria nord-orientale e i Monti Sabini nell'Appennino centrale (CHIOCCHINI *et alii*, 2010; 2011; FRONDINI *et alii*, 2012; CHIOCCHINI & MANNA, 2015) (Fig. 6). Questa struttura idrogeologica copre un'area di 742 km², con una precipitazione media

annua di 1068 mm, una infiltrazione effettiva media annua di 637 mm (apporto), equivalente a $472,6 \text{ m}^3/\text{a} \times 10^6$, e una portata totale di $15 \text{ m}^3/\text{s}$ corrispondente a $473 \text{ m}^3/\text{a} \times 10^6$ (deflusso) (BONI *et alii*, 1986; CAPELLI *et alii*, 2012). Quindi il bilancio idrologico è negativo perché l'apporto è $4 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{a}$ minore rispetto al deflusso.

Le quote dell'area di ricarica in gran parte situate mediamente a circa 1200 m s.l.m. (FRONDINI *et alii*, 2012) sono coerenti con i valori del rapporto isotopico $\delta^2\text{H}/\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dell'acqua termale (PISCOPO *et alii*, 2006). L'alto valore del gradiente topografico tra l'area di ricarica molto elevata dell'Appennino centrale e la zona di recapito di Viterbo a quote molto inferiori (320-240 m s.l.m.) si traduce in un elevato carico idraulico (880-960 m) che funge come forza principale nel sistema idrotermale. Il confronto tra la superficie piezometrica dell'acqua termale (Fig. 4 a e 9) e quella dell'acquifero vulcanico (Figg. 4b e 9) evidenzia che il carico idraulico dell'acqua termale è maggiore di quello dell'acquifero vulcanico, con una differenza di 10 m (320-310 m s.l.m.) nella zona settentrionale e di 40 m (240-200 m s.l.m.) nella zona meridionale. Il flusso di acqua termale da nord a sud indica chiaramente, come già evidenziato, che l'area di ricarica non può essere localizzata nei Monti Cimini a SE dell'area geotermica (Fig. 2 per l'ubicazione).

Nell'area geotermica sono stati riconosciuti dieci sorgenti, quattro sondaggi della Società Terni, cinque pozzi di tre società (Terme dei Papi, Terme Salus Resort & Spa ed ex Terme INPS) e sei pozzi di pro-

prietari privati (Fig. 4a). Le sorgenti (tabella 1) sono costituite dal gruppo Bagnaccio a quota 320-309 m s.l.m. nella zona settentrionale, dai gruppi Zitelle e Bullicame a quota 298-259 m s.l.m. nella zona centrale e dai gruppi Asinello e S. Cristoforo a quota, rispettivamente, 225 m e 230 - 240 m s.l.m. nella zona meridionale. I sondaggi della Società Terni (ST1, ST4, ST5 e SSI Sismico I), i pozzi delle ex Terme INPS (U Uliveto e G Gigliola), delle Terme dei Papi (TP), delle Terme Salus Resort & Spa (S. Valentino e S. Albino), i pozzi di proprietari privati (Danti, Oasi, Mercatone, Bacucco, Paliano 1 e Paliano 2) (Fig. 4a) hanno intercettato l'acqua termale al contatto tra il complesso impermeabile del Flysch della Tolfa e l'acquifero vulcanico. Anche se i sondaggi della Società Terni sono stati cementati (CONFORTO, 1954), i numeri ST1, SS I, ST4 e ST 5 hanno continuato ad erogare, suggerendo che la cementazione non è stata eseguita a regola d'arte. Nel 2008 il sondaggio ST5 è stato chiuso e ricondizionato mediante saracinesca. Questa procedura è stata recentemente eseguita anche per il sondaggio ST4 (RL-DSEAP, 2019). I pozzi U e G delle ex Terme INPS sono inattivi dal 1969 a causa della chiusura del complesso termale e i pozzi ST5, S. Albino, Bacucco e Paliano non sono in erogazione. Si evidenzia che molti pozzi di proprietà privata estraggono abusivamente acqua mista termale nell'area centrale intorno alla sorgente Bullicame e alle Terme dei Papi e nell'area settentrionale (Fig. 4b).

La tabella 1, che mostra la portata delle sorgenti, dei sondaggi e dei pozzi secondo CAMPONESCHI &

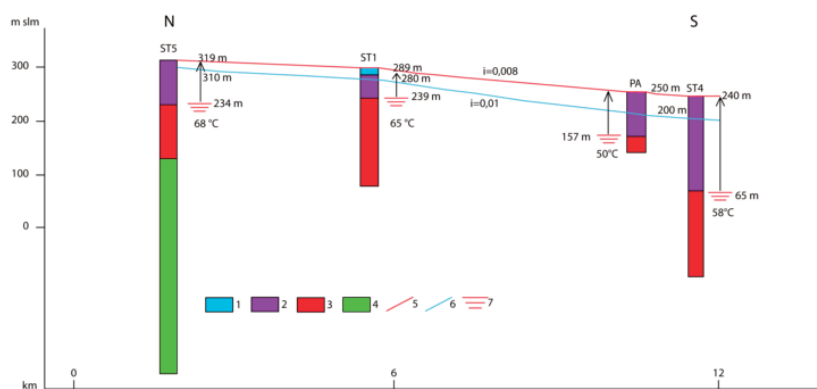


Fig. 9 - Sezione longitudinale che mostra i complessi idrogeologici e l'andamento delle superfici piezometriche dell'acqua termale e dell'acquifero vulcanico dedotti dai sondaggi ST5, ST1, ST4 e dal pozzo PA (= Paliano 1 di Figura 4 a). 1, complesso dei travertini; 2, complesso piroclastico (acquifero vulcanico); 3, complesso del flysch impermeabile (Flysch della Tolfa); 4, acquifero carbonatico (Falda Toscana); 5, superficie piezometrica dell'acqua termale; 6, superficie piezometrica dell'acquifero vulcanico; 7, livello piezometrico dell'acqua termale.

Longitudinal section showing the hydrogeological complexes and the trend of equipotential surfaces of thermal water and volcanic aquifer inferred by boreholes ST5, ST1, ST4 and well PA (= Paliano 1 of Figure 4 a). 1, complex of travertines; 2, pyroclastic complex (volcanic aquifer); 3, impervious flysch complex (Tolfa Flysch); 4, carbonate aquifer (Tuscan Nappe); 5, equipotential surface of thermal water; 6, equipotential surface of volcanic aquifer; 7, equipotential level of thermal water.

NOLASCO (1984), CHIOCCHINI & MANNA (2015) e nel 2017 in base ai nuovi controlli, indica che nel periodo di 33 anni (1984-2017) la portata totale di tutte le emergenze è diminuita da 123 L/s a 61 L/s (circa il 50%).

Per quanto riguarda la portata delle sorgenti si registra una diminuzione da 78,55 L/s nel 1984, a 36,7 L/s nel 2010 e a 21,7 L/s nel 2017. La diminuzione è particolarmente evidente per le sorgenti Bullicame e Carletti: la prima è famosa ed emblematica della città di Viterbo perché è menzionata da Dante Al-

ghieri nel Canto XIV dell'Inferno (versetti 76 -84). La portata di acqua termale della sorgente Bullicame, che emerge da un grande cratere noto come "caldara" (Fig. 10), è diminuita da 30 L/s nel 1855 a 20 L/s nel 1950 (Fig. 11a), prima della perforazione dei sondaggi della Società Terni nel 1951. Si è verificata un'ulteriore diminuzione di portata di circa 10 L/s a causa della perforazione nel 1951 del sondaggio ST1 della Società Terni, circa 1150 m a nord ovest della sorgente, dei pozzi U e G delle ex Terme INPS nel 1960 e 1961, circa 850 m a sud ovest della sorgente,

Tab. 1 - Portata di acqua termale delle sorgenti, dei sondaggi e pozzi nel 1984 secondo CAMPONESCHI & NOLASCO (1984), nel 2010 secondo CHIOCCHINI & MANNA (2015) e nel 2017 mediante nuove misure.

- Yield of thermal water of the springs, boreholes and wells in 1984 according to CAMPONESCHI & NOLASCO (1984), in 2010 according to CHIOCCHINI & MANNA (2015) and in 2017 by new measurements.

Anno	Sorgenti, sondaggi e pozzi	Zona settentrionale Gruppo Bagnaccio L/s	Zona centrale Gruppi Zitelle e Bullicame L/s	Zona meridionale Gruppi Asinello e S. Cristoforo L/s	Totale L/s
1984	Sorgenti	25.7	38	14.85	78.55
	Sondaggi e pozzi	16	22.5	6	44.5
	Totale	41.7	60.5	20.85	123
2010	Sorgenti	11.2	24	1.5	36.7
	Sondaggi e pozzi	1.3	26	5	32.3
	Totale	12.5	50	6.5	69
2017	Sorgenti	7.4	14.3	0	21.7
	Sondaggi e pozzi	3.5	33.5	2.2	39.2
	Totale	10.9	47.8	2.2	60.9

Zona settentrionale

Portata delle sorgenti nel 2017 Bagnaccio (0.6), Pool Bagnaccio (6.8), Casale Montarozzo (0)

Portata delle sorgenti nel 1984 attualmente estinte Casa Vincenzale (0.15), Contrada Bagnaccio (0.5), La Ruzzola (1.5), Pantano (3), Gallinei (2), Piano di Viterbo (1.2), Piscina Bacucchetto (2), Casale Montarozzo (5), Quartaccio (1)

Portata dei sondaggi e pozzi nel 2017 ST5 Bagnaccio (2), SSI Sismico I (0.10), Danti (1), Oasi (0.4), Mercatone (non disponibile), Bacucco (0)

Zona centrale

Portata delle sorgenti nel 2017 Carletti (1.8), Bullicame (2.8), S. Caterina (5), Bussete (0), Esercito - Piazza d'Arme (0), Zitelle (4.5), aeroporto di Viterbo (0.2)

Portata delle sorgenti nel 1984 attualmente estinte Ara dello Zio (0.8), Casa del Pero (0.3), Casale Polidori (3), Capanna Goletti (1), Bussete (1.5), Piscinella Polidori (1.4), San Giorgio (0.5), Esercito (non disponibile), Piazza d'Arme (0.5), Acqua della Milza (0.6), Vesparo (0.2), Torretta (1.2), Acqua Magnesiaca (0.25), Cacciabella (1)

Portata dei sondaggi e pozzi nel 2017 ST1 Zitelle (5.5), S. Valentino (9), S. Albino (0), TP Terme dei Papi (19), G Gigliola (0), U Uliveto (0)

Zona meridionale

Portata delle sorgenti nel 2017 Zero

Portata delle sorgenti nel 1984 attualmente estinte Asinello (3.5), S. Cristoforo (3.25), Antica Via Cassia (3), Fosso Caccialepre (0.3), Le Pasque (non determinata), Ca L'Aglio Antica (0.3), Le Masse (0.25), Il Masso (0.5).

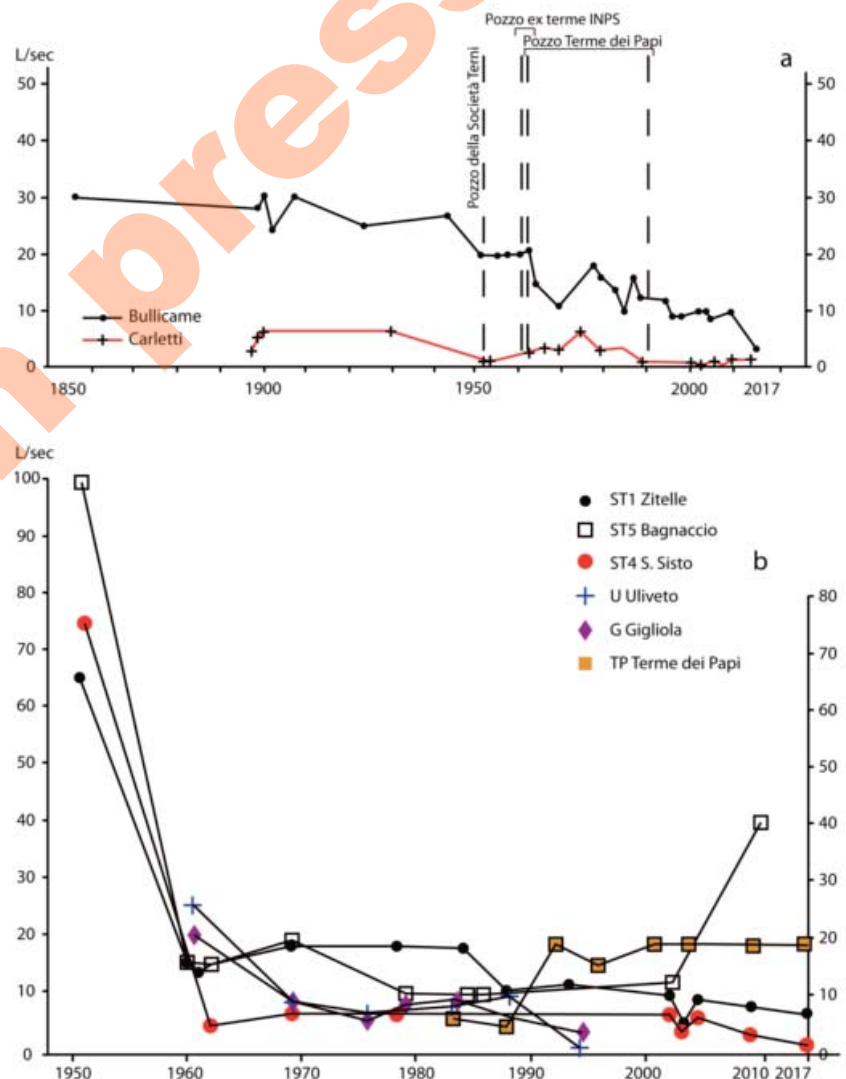
Portata dei sondaggi e pozzi nel 2017 ST4 S. Sisto (2.2), Paliano 1 (0)



Fig. 10 - La sorgente Bullicame. Al centro il grande cratere noto come “caldara” mostra il livello di acqua termale abbassato di circa 30 cm anche a causa dell’interferenza con il vicino pozzo S. Valentino. A destra la stele con i versi che menzionano la sorgente Bullicame nell’Inferno di Dante Alighieri.
Foto del 27 Giugno 2017.

-The Bullicame spring. At the centre the large crater known as “caldara” shows the level of thermal water lowered of about 30 cm due also to the interference with the nearby S. Valentino well. On the right the stele with the verses that mention the spring Bullicame in the Inferno by Dante Alighieri. Photo of June 27 2017.

e del pozzo TP delle Terme dei Papi nel 1961 circa 950 m a sud ovest della sorgente (Fig. 4a). Inoltre l’originale sorgente S. Valentino (CAMPONESCHI & NOLASCO, 1984), situata circa 200 m a NE della sorgente Bullicame (Fig. 4a), erroneamente convertita in pozzo dalle Terme Salus Resort & Spa, svolge un ruolo essenziale perché la ex sorgente trasformata in pozzo è alimentata dallo stesso flusso di acqua termale che emerge nella sorgente Bullicame. In Dicembre 2014 il pozzo ha subito una seconda errata operazione mediante la rimozione dei depositi di carbonato di calcio, che ha causato un aumento della portata fino a 18 L/s e la contemporanea riduzione della portata della sorgente Bullicame. Successivamente il pozzo è stato parzialmente cementato con una portata di 7-9 L/s e la portata della sorgente Bullicame, che era 6,5 L/s alla fine di Dicembre 2014,



dopo l'operazione sul pozzo S. Valentino, è diminuita a 4,14 e 2,4 L/s nel 2015 e infine 2,8 L/s nel 2017 (comunicazione personale del Comune di Viterbo). Quindi la diminuzione totale della portata della sorgente Bullicame tra il 1855 e il 2017, cioè in 162 anni, è di 27,2 L/s (90%) come chiaramente mostrato nella figura 11 a, in cui si osserva anche che la portata è diminuita dopo la perforazione dei pozzi delle ex Terme INPS e delle Terme dei Papi nel 1960-1961, ed è aumentata dopo la chiusura dei pozzi delle ex Terme INPS nel 1969. La portata della sorgente Carletti (Fig. 11a), che emerge in un piccolo cratere ovoidale di una cupola in travertino (Fig. 12), è diminuita da 6 L/s nel 1900 a 3,5 L/s nel 2004-2010 e a 1,8 L/s nel 2017 con una perdita di 4,2 L/s, (70%) in 117 anni. È inoltre molto rilevante che 43 sorgenti attive nel 1984 (CAMPONESCHI & NOLASCO, 1984) (Figg. 4a, 13, 14, 15, 16) sono attualmente estinte, con perdita totale di portata di 40 L/s in 33 anni. Queste sorgenti sono riportate nella tabella 2, in cui 12 sorgenti sono state necessariamente raggruppate, quindi il numero totale è 31.

La portata dei sondaggi e pozzi è diminuita da 44,5 L/s nel 1984, a 32,3 L/s nel 2010, mentre è aumentata nel 2017 fino a 39,2 L/s (+ 7 L/s rispetto al 2010), in conseguenza della errata operazione nel pozzo S. Valentino sopra ricordata, che ha causato l'aumento di portata del pozzo e la corrispondente diminuzione della sorgente Bullicame (mediamente - 7 L/s rispetto al 2010-2017; Fig. 11a). In partico-



Fig. 12 - La sorgente Carletti emerge in un cratere ovoidale di un duomo di travertino. Foto del 27 Giugno 2017.

- The Carletti spring emerges in a small ovoid crater of a travertine dome. Photo of June 27 2017.

Tab. 2 - Portata delle 43 sorgenti di acqua termale attive nel 1984 secondo CAMPONESCHI & NOLASCO (1984) e attualmente estinte. Poiché è stato necessario raggruppare 12 sorgenti, il loro numero totale nella tabella è 31.

- Yield of the 43 springs of thermal water active in 1984 according to CAMPONESCHI & NOLASCO (1984) currently dried. Since it was necessary to group 12 dried springs, their total number in table is 31.

Zona settentrionale	
Gruppo Bagnaccio	
Sorgente	Portata L/s
Casa Vincenzale	0.15
Contrada Bagnaccio	0.5
La Ruzzola	1.5
Pantano	3
Gallinei	2
Piano di Viterbo	1.2
Piscina Bacucchetto	2
Casale Montarozzo	5
Quartaccio	1
Totale	16.35
Zona centrale	
Gruppi Zitelle e Bullicame	
Ara dello Zio	0.8
Casa del Pero	0.3
Casale Polidori	3
Capanna Goletti	1
Bussete	1.5
Piscinella Polidori	1.4
San Giorgio	0.5
Esercito - Piazza d'Arme	Non disponibile
Piazza d'Arme	0.5
Acqua della Milza	0.6
Vesparo	0.2
Torretta	1.2
Acqua Magnesiacca	0.25
Cacciabella	1.3
Totale	12.55
Zona meridionale	
Gruppi Asinello e S. Cristoforo	
Asinello	3.5
S. Cristoforo	3.25
Antica Via Cassia	3
Le Pasque	non determinata
Fosso Caccialepre	0.3
Ca L'Aglio Antica	0.3
Le Masse	0.25
Il Masso	0.5
Totale	11.1
Totale generale	40



Fig. 13 - La sorgente Bussete estinta. Foto del 27 Giugno 2017.
- The dried Bussete spring. Photo of June 27 2017.



Fig. 14 - La sorgente estinta di Casale Montarozzo. L'acqua termale ricca di CO₂ emergeva attraverso diversi fori del suolo limoso argilloso marrone coprendo l'area accanto al casale. Foto del 27 Giugno 2017.
-The dried Casale Montarozzo spring. The thermal waters rich of CO₂ flowed to surface through several holes in the brown silty clayey soil spreading over the area close to the house. Photo of June 27 2017.

lare, la diminuzione della portata nei sondaggi della Società Terni ST1 (da 65 L/s nel 1951 a 6,5 L/s nel 2010 e 5,5 L/s nel 2017), ST4 (da 75 L/s nel 1951 a 5 L/s nel 2010 e 2,2 L/s nel 2017) e ST5 (da 100 L/s nel 1951 a 40 L/s nel 2010) (CHIOCCHINI & MANNA, 2015) (Fig. 11b) suggerisce che la non corretta cementazione di questi sondaggi non può essere l'unica causa di tale diminuzione.

La tabella 3 mostra la portata delle sorgenti, dei sondaggi e dei pozzi di acqua termale nel 1984 e 2017, la portata totale nel 1984 e 2017, la portata totale delle sorgenti nel 1984 e 2017, la portata totale dei sondaggi e pozzi nel 1984 e 2017 e la portata totale delle sorgenti estinte. In 33 anni tra il 1984 e il 2017 la portata totale indica una elevata costante diminuzione di portata. Inoltre diversi corpi traverti-

Tab. 3 - Portata totale delle sorgenti, dei sondaggi e pozzi nel 1984 e 2017; portata totale delle sorgenti nel 1984 e 2017; portata totale dei sondaggi e pozzi nel 1984 e 2017; differenza della portata delle sorgenti tra il 1984 il 2017; portata totale delle sorgenti attive ne 1984 attualmente estinte.

- Total yield of springs, boreholes and wells in 1984 and 2017; total yield of the springs in 1984 and 2017; total yield of boreholes and wells in 1984 and 2017; difference of the yield of springs between 1984 and 2017; total yield of the springs active in 1984 currently dried.

Portata totale delle sorgenti, dei sondaggi e pozzi nel 1984 L/s	Portata totale delle sorgenti, dei sondaggi e pozzi nel 2017 L/s	Differenza L/s
123	61	-62
Portata totale delle sorgenti nel 1984 L/s	Portata totale delle sorgenti nel 2017 L/s	Differenza L/s
78.5	21.7	-56.8
Portata totale dei sondaggi e pozzi nel 1984 L/s	Portata totale dei sondaggi e pozzi nel 2017 L/s	Differenza L/s
44.5	39.2	-5.3
Differenza della portata totale delle sorgenti tra il 1984 e il 2017	Portata totale delle sorgenti attive nel 1984 attualmente estinte	Differenza L/s
62	40	-22



Fig. 15 - La sorgente Asinello estinta. Foto del 27 Giugno 2017.
-The dried Asinello spring. Photo of June 27 2017.



Fig. 16 - La sorgente estinta S. Cristoforo. Foto del Giugno 2017.
- The S. Cristoforo dried spring. Photo of June 27 2017.

nosi inattivi dell'Unità Bullicame con forma di cupola e l'area inattiva con i travertini dell'Unità di Case Castiglione suggeriscono che, oltre alle sorgenti elencate nella tabella 2, si sono estinte anche quelle che hanno formato tali depositi.

La temperatura attuale delle sorgenti e dei sondaggi è compresa tra 30°C e 62°C. La figura 17 illustra le variazioni di temperatura delle sorgenti Bullicame e Carletti (Fig. 4a), in cui sono evidenziati due periodi. Il primo periodo della sorgente Bullicame tra il 1901 (63°C) e il 1953 (55°C) indica una diminuzione di 8°C in 52 anni, mentre il secondo periodo tra il 1969 (61°C) e il 2017 (55°C) è caratterizzato da una diminuzione di 6°C in 48 anni. Il primo periodo della sorgente Carletti è compreso tra il 1900 (58,5°C) e il 1965 (56°C) con una diminuzione di 2,5°C in 65 anni, il secondo periodo tra il 1974 (59°C) e il 2017 (55°C) mostra una diminuzione di 4°C in 43 anni. Analogamente, la temperatura dei sondaggi ST5, ST1 e ST4 (Fig. 4a) è diminuita, rispettivamente, di 6,3°C, 3,5°C e 6,7°C dal 1951 al 2017 in 66 anni. L'andamento decrescente della temperatura è molto probabilmente legato alla miscelazione di acqua termale con differenti volumi di acqua

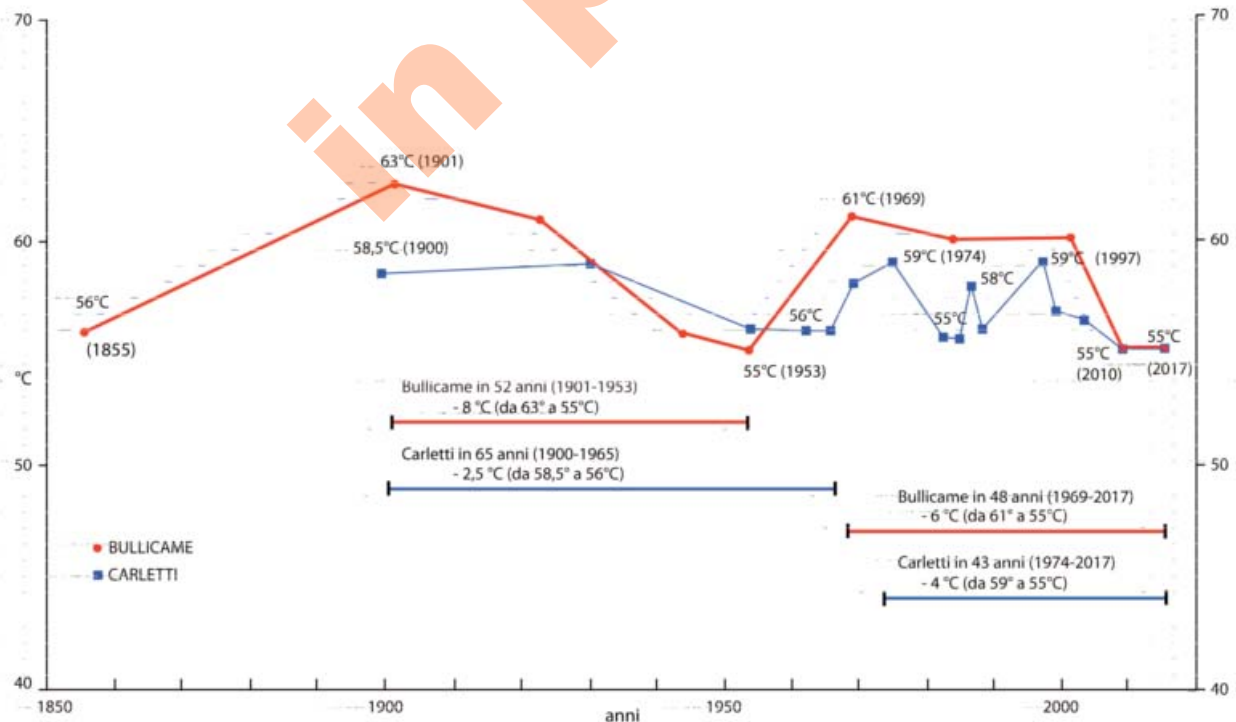


Fig. 17 - Andamento della temperatura delle sorgenti Bullicame e Carletti.
- Trend of temperature of the Bullicame and Carletti springs.

fredda, incrementata dai prelievi dall'acquifero vulcanico.

La prova di pompaggio eseguita da CONFORTO (1954) nei sondaggi ST1, ST4 e ST 5 ha provocato interferenze con le sorgenti circostanti e per il sondaggio ST1 anche con le sorgenti distanti 2 km, che *“sono diminuite di portata e alcune sono scomparse”*. L'Autore afferma che queste prove *“si sono protratte pochissime settimane a causa delle difficoltà con i concessionari di acqua termale. Non si può quindi escludere che detti periodi siano stati troppo corti perché l'influenza della erogazione si risentisse su tutta l'area”*. In altre parole, le prove di pompaggio avrebbero dovuto essere eseguite per un periodo più lungo.

Il pozzo G delle ex Terme INPS (Fig. 4a) è stato perforato nel 1960 con una portata decrescente da 30 a 20 L/s. L'acqua termale è risalita 1 m sopra il livello del suolo con una temperatura di 58°C - 60°C secondo CALAMITA & BURI (1963), che erano consapevoli della possibile interferenza tra i sondaggi, i pozzi e tra questi ultimi e le sorgenti. Il pozzo U delle ex Terme INPS (Fig. 4a) è stato perforato nel 1961 con portata di 22-25 L/s e temperatura dell'acqua termale di 54°C, provocando l'essiccamento dei pozzi G e TP delle Terme dei Papi (CAMPONESCHI & NOLASCO, 1984).

Il pozzo TP, perforato nel 1961, ha causato l'essiccamento dei pozzi G e U e la riduzione della portata della sorgente Bullicame. Questo pozzo è stato rinnovato nel 1992 con portata di 20 L/s e temperatura di 56°C - 57°C (Terme dei Papi, comunicazione personale).

BAIOCCHI *et alii* (2012) hanno eseguito prove di pompaggio nel pozzo Paliano 1 di un proprietario privato per 68 ore, nel sondaggio ST5 per 48 ore e nel pozzo U per analizzare l'interferenza tra i pozzi U e TP situati a 130 m di distanza. Le prime due prove hanno scarsa rilevanza a causa dei loro risultati a breve termine con un abbassamento costante che non si è stabilizzato al termine della prova. Le prove nel pozzo Paliano 1 e nel sondaggio ST5 hanno provocato l'essiccamento, rispettivamente, del sondaggio ST4, situato a 600 m a sud del pozzo Paliano 1, e delle sorgenti poste a 78 m di distanza dal sondaggio ST5. Dopo aver chiuso il pozzo TP è stato os-

servato il recupero nel pozzo U a conferma dell'interferenza tra questi due pozzi.

6.2 - CARATTERI GEOCHIMICI DELLE ACQUE SOTTERRANEE E DELLE SORGENTI

Poiché esistono molti dati sulla composizione geochimica delle acque sotterranee e delle sorgenti (CONFORTO, 1954; ARNONE, 1979; CAMPONESCHI & NOLASCO, 1984; DUCHI & MINISALE, 1995; CHIOCCHINI *et alii*, 2001, 2010; PISCOPO *et alii*, 2006; MANNA *et alii*, 2006; ANGELONE *et alii*, 2009; BAIOCCHI *et alii*, 2012; 2013; BUTTISTEL *et alii*, 2014; CINTI *et alii*, 2014; 2025; CHIOCCHINI & MANNA, 2015), si riassumono brevemente le principali caratteristiche di questa composizione.

Sono presenti tre tipi di acque sotterranee e sorgenti. Il primo gruppo comprende l'acqua termale con temperatura di 30°C - 62°C (58°C - 70°C nel sottosuolo), elevata conducibilità elettrica e salinità (CE 2900 - 3570 μ S), di tipo solfato-alcalino-terroso proveniente dall'acquifero carbonatico della Falda Toscana. Questa acqua contiene elevate quantità di CO₂ (235 - 447,2 mg/L), una quantità inferiore di H₂S (11,48 - 29,54 mg/L) ed è leggermente sotto satura di gesso e satura di calcite e dolomite (ARNONE, 1979; PISCOPO *et alii*, 2006). I valori del rapporto acqua/gas registrati dalla Società Terni sono 2,1 nel sondaggio ST1, 0,85 nel sondaggio ST5 e 0,80 sondaggio ST4 (CONFORTO, 1954).

Il secondo gruppo di acqua sotterranea riguarda tre pozzi della zona meridionale e la sorgente Pidocchio connessi all'acquifero vulcanico ed è caratterizzato da acqua con temperatura di 16,6°C - 20°C, bassa conducibilità elettrica e salinità (CE 327 - 756 μ S) con HCO₃ prevalente rispetto a SO₄, di tipo bicarbonato-alcalino-terroso. In particolare, nell'area urbana di Viterbo, circa 1 km dall'area geotermica, l'acqua dell'acquifero vulcanico mostra temperature tra 15°C e 17°C (MANNA *et alii*, 2006).

Il terzo gruppo di acqua campionata da tre pozzi dell'acquifero vulcanico (due nell'area settentrionale, il terzo nell'area centrale) si distingue per i caratteri intermedi tra i primi due gruppi, con temperatura di 26,5°C - 45°C e conducibilità elettrica e salinità più

simili a quelle del primo gruppo (CE 1450 - 2920 μS), di tipo solfato-alcantino-terroso. Pertanto l'acqua di questi pozzi, arricchita di Ca, Mg, SO_2 , SO_4 e HCO_3 e temperatura maggiore di 21°C , è di tipo misto termale.

I valori degli isotopi stabili dell'acqua $\delta^{18}\text{O}$ e δH , compresi rispettivamente tra - 6,1 e 6,8 ‰ e tra - 39,1 e 39,9 ‰, ricadono sulla linea delle acque meteoriche (LONGINELLI & SELMO, 2003). In base allo studio di CRAIG (1961), che illustra le relazioni tra la composizione isotopica e le quote topografiche, è possibile calcolare quelle dell'area di ricarica, che sono comprese tra 330 m e 1270 s.l.m.

I valori del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sono 0,70750 - 0,70850 per le acque termali e 0,70999 - 0,71043 per l'acquifero vulcanico (MANNA *et alii*, 2006). I valori inferiori a 0,70800 sono caratteristici delle rocce marine evaporitiche del Triassico superiore presenti nella Calcare cavernoso e nella Formazione delle Anidriti di Burano alla base dell'acquifero carbonato della Falda Toscana, mentre i valori da 0,70950 a 0,71100 sono tipici delle rocce vulcaniche dei distretti Cimino e Vicano.

Per quanto riguarda il contenuto di trizio delle acque termali e dell'acquifero vulcanico, BAIOCCHI *et alii* (2012) indicano che le concentrazioni variano tra 2 e 11 TU, suggerendo una componente di ricarica recente delle acque, cioè dopo il 1952. Le acque termali hanno concentrazioni di trizio inferiori (2-5 TU), mentre quelle delle acque fredde sono più elevate (8-11 TU). Se si considera la semi-vita del trizio e si assume lo stesso contenuto isotopico presente nella ricarica delle precipitazioni sia per le acque termali che per l'acquifero vulcanico, esiste una differenza di 14 anni nel tempo di permanenza tra i due tipi di acque. Al riguardo si evidenzia una notevole discrepanza tra i suddetti dati e quelli di BATTAGLIA *et alii* (1992), determinati sull'acqua termale dei pozzi geotermici di Latera (area di Bolsena, circa 35 km a nord di Viterbo) e della zona Bagnaccio. Infatti questi autori indicano valori del tempo di residenza dell'acqua termale con ordine di grandezza di decine e centinaia di anni: in particolare il tempo di residenza dell'acqua termale della zona Bagnaccio è 343 anni. Inoltre, tenendo presente che l'acqua termale si me-

scola con l'acqua fredda in percentuali che variano da zona a zona dell'acquifero vulcanico, le indicazioni di BAIOCCHI *et alii* (2012) hanno scarso significato.

7. - IL CIRCUITO DELLE ACQUE SOTTERRANEE CHE ALIMENTA IL SISTEMA IDROTERMALE

La provenienza delle acque termali è connessa alla circolazione delle acque sotterranee nell'acquifero carbonatico della Successione Umbro Marchigiana dell'Appennino centrale presente nei monti di Amelia-Narni, nei Monti Martani, nei monti dell'Umbria nord-orientale e nei Monti Sabini (Fig. 6). Le acque sotterranee di questa struttura idrogeologica, ricordate nel capitolo 6 RISULTATI, caratterizzate da una composizione clorurato-alcantina e da un rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70816 simile a quello dell'acqua termale di Viterbo (CHIOCCHINI *et alii*, 2010), emergono lungo la gola del Fiume Nera vicino a Narni (Fig. 6) formando la sorgente lineare di Stifone-Montoro a quota 75-65 m s.l.m. con temperatura di $15^\circ\text{-}18^\circ\text{C}$ e portata di $13,5\text{ m}^3/\text{s}$, circa 34 km a ENE di Viterbo (BONI *et alii*, 1986; CHIOCCHINI *et alii*, 1987; FRONDINI *et alii*, 2012). Questa acqua si mescola con quella delle sabbie e ghiaie dell'acquifero superficiale (simbolo 4 in Fig. 6) sovrapposto all'acquifero carbonatico, scorre verso la valle del Fiume Tevere, inizia a riscaldarsi emergendo in parte ad Orte, dove forma una sorgente termale con temperatura 30°C , prosegue verso i Monti Cimino-area geotermica di Viterbo riscaldandosi ulteriormente, alimenta l'acquifero carbonatico nel sottosuolo costituito dalla Successione Umbro Marchigiana e dalla Falda Toscana (Fig. 6), ed emerge formando le sorgenti termali di Viterbo.

Per spiegare la differenza di quota tra la sorgente lineare del Fiume Nera a 75-65 m s.l.m. e le sorgenti termali di Viterbo a 320-240 m s.l.m., cioè 245-175 m, si deve considerare l'assetto paleogeografico dell'area tra il Mare Tirreno e l'Appennino centrale nel Pleistocene inferiore, circa 2,588 Ma (GIBBARD *et alii*, 2010) e successivamente quando erano attivi i

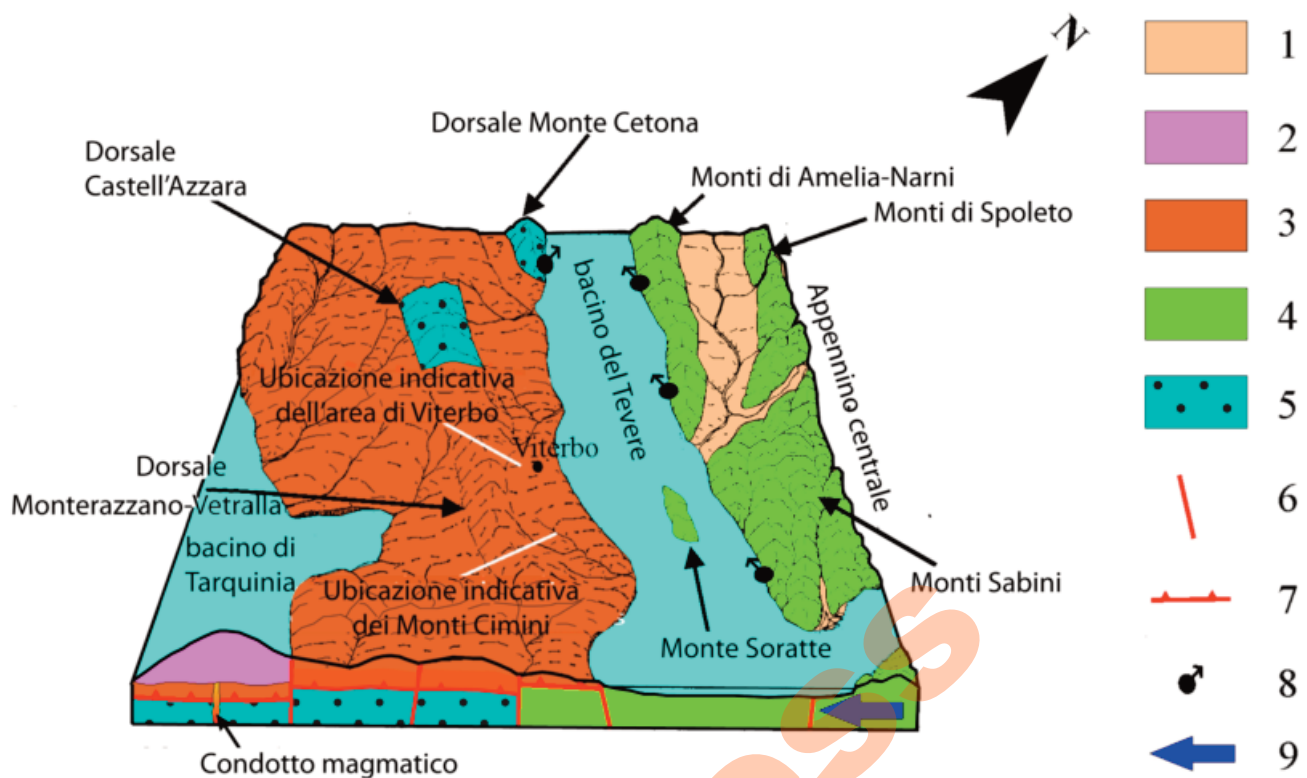


Fig. 18 - Aspetto paleogeografico dell'area tra il Mare Tirreno (bacino di Tarquinia) e l'Appennino centrale durante il Pleistocene inferiore. 1, depositi alluvionali (Quaternario); 2, rocce vulcaniche dei Monti della Tolfa-Monti Ceriti (acquifero vulcanico; Pliocene inferiore); 3, Flysch della Tolfa (complesso impermeabile; Cretaceo superiore-Eocene); 4, Successione Umbro Marchigiana (acquifero carbonatico; Triassico-Paleogene); 5, Falda Toscana (acquifero carbonatico; Triassico-Paleogene); 6, faglia diretta; 7, sovrascorrimento; 8, sorgente di acqua fredda; 9, deflusso delle acque sotterranee dall'acquifero carbonatico dell'Appennino centrale all'acquifero carbonatico nel sottosuolo dei Monti Cimini-area di Viterbo.

- Paleogeographic setting of the area between the Tyrrhenian Sea (Tarquinia basin) and central Apennine during lower Pleistocene. 1, alluvial deposits (Quaternary); 2, volcanic rocks of the Tolfa Mountains-Ceriti Mountains (volcanic aquifer; lower Pliocene); 3, Tolfa Flysch (impervious complex; upper Cretaceous-Eocene); 4, Umbria Marche Succession (carbonate aquifer; Triassic-Paleogene); 5, Tuscan Nappe (carbonate aquifer; Triassic-Paleogene); 6, normal fault; 7, thrust; 8, spring of cold water; 9, flow of groundwater from the carbonate aquifer of central Apennine to the carbonate aquifer in the underground of Cimini Mountains-Viterbo area.

distretti Cimino (1,35 - 0,8 Ma) e Vicano (0,5 - 0,09 Ma). La figura 18 mostra i bacini di Tarquinia e del Tevere con i depositi argillosi di piattaforma marina (complesso impermeabile) cui seguono sabbie e ghiaie di acque poco profonde (acquifero superficiale; simbolo 4 in Fig. 6; AMBROSETTI *et alii*, 1987; BARBERI *et alii*, 1994; MANCINI *et alii*, 2003-2004), le dorsali emerse del Monte Cetona, costituito dalla Falda Toscana (acquifero carbonatico) e di Monterazzano-Vetralla con il Flysch della Tolfa (complesso impermeabile) sovrascorso sulla Falda Toscana, e l'area di Viterbo. A est si trova l'Appennino centrale con la Successione Umbro Marchigiana (acquifero carbonatico), la cui continuità fisica nel sottosuolo è accertata ad ovest sotto il bacino del Tevere fino ai Monti Cimini-area di Viterbo (CHIOCCHINI *et alii*, 2010), dove questa successione è in contatto tetto-

nico con la Falda Toscana (acquifero carbonatico). Il bacino del Tevere rappresenta il livello di base per l'emersione delle acque sotterranee dell'acquifero carbonatico e per il controllo dei siti in cui emergono le acque fredde e termali. I depositi argillosi impermeabili di questo bacino erano in contatto laterale con i bordi delle dorsali di Castell'Azzara e Monterazzano-Vetralla e dei rilievi emersi dell'acquifero carbonatico, in cui era attiva l'erosione carsica, ben documentata da varie forme in molte aree (CHIOCCHINI *et alii*, 1987; 2010; FRONDINI *et alii*, 2012). La notevole differenza di carico idraulico tra il settore appenninico emerso dell'acquifero carbonatico e il settore abbassato nel sottosuolo del bacino del Tevere e dei Monti Cimini-area di Viterbo ha determinato il deflusso delle acque sotterranee dal primo settore verso il secondo settore e la risalita delle

acque sotterranee lungo le faglie dirette, che emergevano formando sorgenti lungo le coste del bacino del Tevere e della dorsale del Monte Cetona, comprendenti depositi sabbiosi e ghiaiosi di acque sottili alle quote attuali di 200-340 m s.l.m. a causa del sollevamento dell'Appennino centrale nel Pliocene-Quaternario. Durante questa fase l'area di Viterbo era caratterizzata da una morfologia collinare costituita dal Flysch della Tolfa con valli fluviali orientate ovest-est (Fig. 19). Successivamente le intrusioni magmatiche del vulcanismo Cimino e Vicano hanno riscaldato le acque sotterranee dell'acquifero carbonatico dei Monti Cimino–area di Viterbo, i cui fluidi termali, risalendo lungo le faglie dirette, sono emersi prima nell'area del bacino del Tevere, dove sono presenti numerosi depositi di travertino (AMBROSETTI *et alii*, 1987; BARBERI *et alii*, 1994; MANCINI *et alii*, 2003-2004), e successivamente nell'area di Viterbo, le cui quote, prima della deposizione dei prodotti piroclastici del distretto Vicano (0,5 - 0,09 Ma), erano molto più basse delle quote attuali di tali prodotti. In questa area i fluidi termali hanno depositato 114 milioni di metri cubi di travertini dell'Unità Bullicame e dell'Unità di Case Castiglione (Fig. 4), permeando localmente con CaCO_3 il Tufo Rosso con Scorie Nere Vicano (0,150 Ma) e i Tufi Stratificati Varicolori Vicani (0,420 Ma; LAURENZI & VILLA, 1987). Il complesso dei prodotti piroclastici del distretto Vicano ha modificato notevolmente l'assetto geomorfologico dell'area di Viterbo le cui quote si sono innalzate fino a 320 m s.l.m. Contemporaneamente è continuata la risalita dei fluidi termali, che ancora continua anche se con portata in diminuzione negli ultimi 162 anni.

L'assetto paleogeografico dell'area tra il Mare Tirreno e l'Appennino centrale indica che i cicli idrogeologici dell'acqua fredda e di quella termale sono attivi dal Pleistocene: l'acqua fredda ha formato diverse sorgenti lungo i bordi del bacino del Tevere, mentre l'acqua termale emergeva nell'area di Viterbo. Inoltre il sollevamento dell'Appennino centrale durante il Pliocene-Quaternario e le eruzioni del distretto Vicano hanno causato il sollevamento delle sorgenti termali fino a 320 m s.l.m. Ciò significa che i circuiti sia delle acque sotterranee fredde nell'acquifero carbonatico della dorsale del Monte Cetona

e dell'Appennino centrale, sia dell'acqua termale nell'acquifero carbonatico della dorsale Moterazano-Vetralla e dei Monti Cimino sono attivi dal Pleistocene e ancora funzionanti. Si evidenzia infine che la ricostruzione paleogeografica sopra illustrata offre una spiegazione coerente per la attuale differenza di quota tra la sorgente lineare del Fiume Nera e le sorgenti termali di Viterbo.

8. - DISCUSSIONE

8.1. Il MIC 3D del sistema idrotermale è composto da un acquifero vulcanico superficiale con acque fredde, collegato al sistema idrogeologico vulcanico dei Monti Cimino, ed è separato, tramite il complesso impermeabile del Flysch della Tolfa e in parte delle argille del Pliocene inferiore, dall'acquifero carbonatico profondo completamente confinato della Falda Toscana contenente fluidi termali, che risalgono penetrando prima nell'acquifero superficiale, dove formano acqua termale e mista calda, ed emergendo poi in sorgenti, sondaggi e pozzi, nonostante la pressione idrostatica esercitata dall'acquifero vulcanico.

8.2. Il sistema idrotermale allo stato attuale mostra una portata residua delle sorgenti di 21,7 L/s, dei sondaggi e pozzi di 39,3 L/s, per un totale di 61 L/s. Questa portata è in diminuzione da almeno 162 anni e deve essere considerata come massima sostenibile (KALF & VOLLEY, 2005). Il circuito delle acque sotterranee che alimenta il sistema idrotermale è governato dall'elevato carico idraulico (880-960 m) nell'area di ricarica nell'Appennino centrale, dalla pressione interna nell'acquifero carbonatico e dalla pressione dei gas disciolti nell'acqua termale che concorrono al deflusso verso l'alto e all'emergenza in superficie.

8.3. Il Tufo Rosso con Scorie Nere Vicano (0,150 Ma) e i Tufi Stratificati Varicolori Vicani (0,420 Ma) dell'acquifero vulcanico localmente impregnati di travertino suggeriscono che il circuito termale è attivo da almeno 0,420 Ma e molto probabilmente dall'inizio dell'attività del distretto Cimino, cioè più di 1 Ma, quando l'area di Viterbo era caratterizzata da una morfologia collinare costituita dalla Flysch

della Tolfa (Fig. 19).

8.4. La diminuzione della portata delle sorgenti, dei sondaggi e pozzi di acqua termale è dovuta ai seguenti fattori (CHIOCCHINI & MANNA, 2015; CHIOCCHINI & SAVARESE, 2019).

- Il raffreddamento graduale dei magmi Cimino e Vicano sotto l'acquifero carbonatico ha comportato la cessazione dell'attività vulcanica e la diminuzione della temperatura dei fluidi termali in esso contenuti.
- La riduzione della permeabilità dovuta alla precipitazione di CaCO_3 lungo le fasce cataclastiche delle faglie dirette e le fratture dell'acquifero vulcanico, in cui i fluidi termali risalgono dall'acquifero carbonatico.
- Il lunghissimo periodo di attività del sistema idrotermale (almeno 0,420 Ma, molto probabilmente più di 1 Ma).
- Il possibile consumo delle riserve permanenti dell'acquifero carbonatico. Questo consumo è dovuto al bilancio idrologico negativo e all'abbassamento del livello base dell'acqua fredda e di quella termale nel Pliocene-Quaternario come conseguenza del rapido sollevamento dell'Appennino centrale e delle ripetute variazioni climatiche verificatesi nel Pleistocene, caratterizzato da quattro pe-

riodi di glaciazione (Gunz: 1,2 - 0,7 Ma; Mindell: 0,650 - 0,300 Ma; Riss: 0,250 - 0,120 Ma; Wurm: 0,080 - 0,010) e quattro periodi inter-glaciali (1,7 - 1,2 Ma; 0,7 - 0,65 Ma; 0,300 - 0,250 Ma; 0,120 - 0,80 Ma), e nell'Olocene, durante i quali si sono alternati periodi di clima freddo-umido (Piccola Età Glaciale Arcaica: 520 - 350 a.C.; Piccola Età Glaciale del Primo Medioevo: 500 - 750 d.C.; piccola Età Glaciale: 1550-1850 d.C.), a periodi di clima caldo-secco (Periodo Romano: 150-350 a.C.; Periodo Medievale: 1000-1300 d.C.) e a fasi di transizione tra questi periodi (GIRAUDI, 2007; OROMBELLI, 2007; ORTOLANI & PAGLIUCA, 2007).

E' quindi molto probabile che i fattori sopra menzionati abbiano prodotto un impatto complessivamente negativo sull'approvvigionamento di acque sotterranee derivate dall'acquifero carbonatico della Successione Umbro Marchigiana nell'Appennino centrale, determinando il consumo delle riserve permanenti dell'acquifero carbonatico della Falda Toscana che ospita il sistema idrotermale e di conseguenza la continua diminuzione della portata delle sorgenti, dei sondaggi e pozzi.

8.5. Oltre a quanto affermato al punto 8.4, l'estrazione continua dall'acquifero vulcanico e di acqua termale da circa 67 anni ha profondamente cambiato il bilanciamento originale tra l'acquifero vulcanico e l'acqua termale. Infatti un aumento del pompaggio di acqua termale provoca una diminuzione della portata delle sorgenti e dei sondaggi in erogazione spontanea e può comportare una diminuzione del loro flusso che si mescola con l'acqua fredda nell'acquifero vulcanico con conseguente abbassamento della sua temperatura, mentre un aumento del pompaggio dall'acquifero vulcanico può causare un aumento del flusso di acqua termale verso quest'ultimo con aumento della temperatura dell'acqua fredda (BAIocchi *et alii*, 2012). Tenendo presente che lo scambio di flusso mediante la miscelazione di acqua termale e acqua fredda è regolato dal carico idraulico dell'acquifero vulcanico e dell'acqua termale, l'estrazione nelle zone centrale e settentrionale dell'area geotermica, dove l'acqua mista è notevolmente estesa, ha un impatto negativo sull'acquifero vulcanico causando l'aumento della miscelazione tra acqua fredda

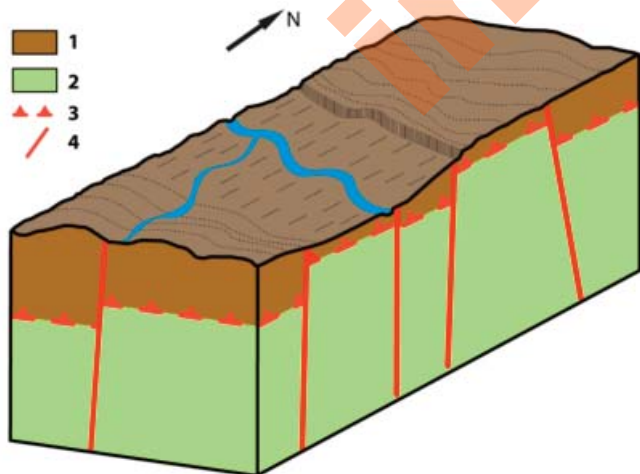


Fig. 19 - Aspetto paleogeografico che illustra la morfologia collinare dell'area geotermica di Viterbo prima dell'attività dei distretti Cimino e Vicano. 1, Flysch della Tolfa (Cretaceo superiore-Eocene); 2, Falda Toscana (Triassico superiore-Paleogene); 3, sovrascorrimento; 4, faglia diretta.

Paleogeographic setting showing the hilly morphology of the Viterbo geothermal area before the activity of the Cimino and Vico districts. 1, Tolfa Flysch (upper Cretaceous-Eocene); 2, Tuscan Nappe (upper Triassic-Paleogene); 3, thrust; 4, normal fault.

e acqua termale e la diminuzione della loro portata e qualità.

8.6. I sondaggi e i pozzi che hanno intercettato l'acqua termale interferiscono con le sorgenti, i sondaggi e i pozzi circostanti e probabilmente con quelli più distanti. Le prove di pompaggio sono state effettuate durante poche settimane nei sondaggi ST1, ST4 e ST5 (CONFORTO, 1954), per 68 ore nel pozzo Paliano 1 e per 48 ore nel sondaggio ST5 (BAIocchi *et alii*, 2012). Queste prove eseguite per un periodo troppo breve, già evidenziato da CONFORTO (1954), non hanno permesso di accertare l'effettiva interferenza con le emergenze più lontane rispetto ai sondaggi e al pozzo Paliano 1 sottoposti alle prove di pompaggio.

8.7. Il volume totale di travertini nell'area geotermica è di 114 milioni di m³. L'Unità Bullicame affiora con cinque corpi lenticolari situati in corrispondenza delle faglie dirette orientate NO-SE (Figg. 2, 4a e 5). Il volume dell'Unità Bullicame è di 110 milioni di m³, di cui 37 milioni sono ubicati nella zona settentrionale, 55 milioni nella zona centrale e 18 milioni nella zona meridionale. Questi valori evidenziano che nelle zone centrale e settentrionale, costituite da 92 milioni di m³ di travertini (84%), il volume di acqua termale che scorreva in superficie era maggiore rispetto alla zona meridionale. Quattro milioni di m³ di travertini dell'Unità di Case Castiglione situata ad ovest del complesso del Flysch della Tolfa presso Monterazzano (Figg. 4a e 5) affiorano in otto piccoli corpi spessi circa 10 m e privi di sorgenti. Questi travertini rappresentano la più antica testimonianza dell'attività del sistema idrotermale, che in seguito si è spostata verso il lato orientale di Monterazzano interessando l'attuale area geotermica. I numerosi corpi inattivi di travertini con forma a cupola dell'Unità di Case Castiglione e dell'Unità Bullicame suggeriscono che, quando i condotti di deflusso dell'acqua termale sono progressivamente occlusi a causa della precipitazione del CaCO₃, essi si spostano lateralmente formando nuove sorgenti (Fig. 20). I 114 milioni di m³ di travertini sono il risultato della deposizione di un enorme volume di acqua termale, che ha formato anche due paludi (aeroporto di Viterbo e Bagnaccio;

Fig. 21) nelle zone centrale e settentrionale dell'area geotermica prima dell'eruzione dei flussi piroclastici che hanno prodotto il Tufo Rosso con Scorie Nere Vicano (0,150 Ma).

8.8. Lo studio di HARVEY *et alii* (2015) evidenzia che la disponibilità di acqua per ricaricare i sistemi idrotermali è correlata ai fluidi termali e al flusso di calore. Poiché la disponibilità di ricarica è regolata dall'assetto stratigrafico e strutturale, dalla permeabilità, dalle precipitazioni e dalla topografia delle aree di ricarica, è necessario che, per essere credibili, i modelli idrogeologici concettuali siano costruiti con una solida impostazione stratigrafica e strutturale, che invece è estremamente carente nel MIC di BAIocchi *et alii*, (2012; 2013).

8.9. Per quanto riguarda il MIC dei sistemi idrotermali di Toscana e Lazio, CALAMAI *et alii* (1976), BUONASORTE *et alii* (1987), MINISSALE *et alii* (2002), SENARUM UNIVERSITATIS (2008), CHIOCCHINI *et alii* (2010) e CHIOCCHINI & MANNA (2015) indicano le seguenti conclusioni fondamentali: (1) l'acquifero carbonatico confinato che ospita i fluidi termali è idraulicamente separato dall'acquifero vulcanico superficiale con acqua fredda mediante i complessi impermeabili molto spessi del flysch e delle argille del Pliocene inferiore; (2) l'area di ricarica dell'acquifero carbonatico è costituita dalla Successione Umbro Marchigiana dell'Appennino centrale.

8.10. La RL– DSEAP (2017 a; b) ha stabilito, in base al MIC di BAIocchi *et alii* (2012; 2013) e al Piano Operativo di Utilizzo della seconda ricerca di

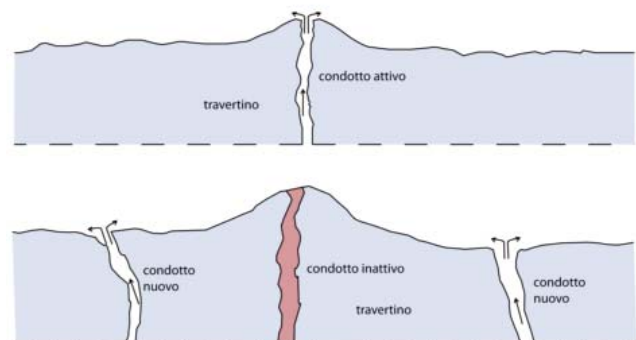


Fig. 20 - Schema che mostra l'occlusione dei condotti di deflusso dell'acqua termale nel travertino e lo spostamento laterale dei condotti nuovi.

- Scheme showing the occlusion of the flow pipes of thermal water in the travertine and the lateral displacement of the new pipes.

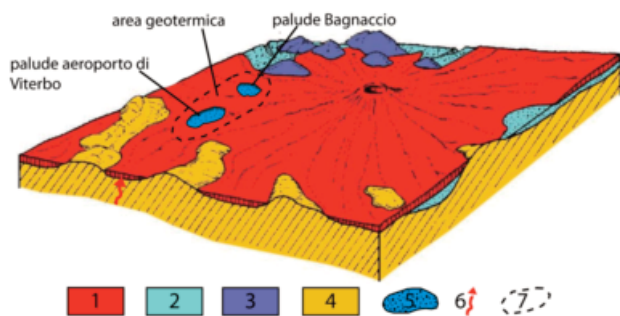


Fig. 21 - L'assetto paleogeografico dell'area viterbese prima dell'eruzione dei flussi piroclastici che hanno prodotto il Tufo Rosso con Scorie Nere Vicano (0,150 Ma) mostra le paludi Bagnaccio e dell'aeroporto di Viterbo. 1, prodotti del distretto Vicano più antichi del Tufo Rosso con Scorie Nere Vicano (Pleistocene medio-superiore); 2, ignimbriti del distretto Cimino (Pleistocene inferiore); 3, duomi del distretto Cimino (Pleistocene inferiore); 4, Flysch della Tolfa (Cretaceo superiore-Eocene); 5, palude; 6, risalita dell'acqua termale; 7, limite dell'area geotermica.

- Paleogeographic setting of the Viterbo area before the eruption of pyroclastic flows which produced the Vico Red Tuff with Black Scoriae (0.150 Ma), showing the swamps Bagnaccio and Viterbo airport. 1, products of the Vico district older than the Vico Red Tuff with Black Scoriae (middle-upper Pleistocene); 2, ignimbrites of the Cimino district (lower Pleistocene); 3, domes of the Cimino district (lower Pleistocene); 4, Tolfa Flysch (upper Cretaceous-Eocene); 5, swamp; 6, flow of thermal water rising upwards; 7, boundary of the geothermal area.

UNIVERSITÀ DELLA TUSCIA - DIPARTIMENTO DI SCIENZE ECOLOGICHE E BIOLOGICHE (DEB) (2016), le seguenti disposizioni per lo sfruttamento dell'acqua termale della concessione mineraria Bullicame nella zona centrale dell'area geotermica (v. Fig. 4a per l'ubicazione dei sondaggi e pozzi).

- La chiusura mineraria del pozzo S. Valentino e il ricondizionamento del sondaggio ST1, che sarà chiuso con una saracinesca.

- I nuovi punti di prelievo sono identificati con i pozzi S. Albino e Gigliola.

- È possibile estrarre il volume massimo di 1.293.000 m³/anno.

- Le portate di acqua termale estratta sono distribuite alle emergenze secondo il seguente schema: pozzo S. Albino 6 L/s; pozzo delle Terme dei Papi 23/24 L/s; pozzo Gigliola 10 L/s.

Queste disposizioni, basate sulle fuorvianti indicazioni di BAIOCCHI *et alii* (2012; 2013), ignorano le considerazioni oggettive di seguito riportate.

- I pozzi S. Valentino e S. Albino, distanti circa 650 m, intercettano la stessa acqua termale che alimenta la sorgente Bullicame.

- Le errate manipolazioni effettuate nel pozzo S. Valentino hanno causato la drastica diminuzione

della portata della limitrofa sorgente Bullicame a meno di 3 L/s, di modo che è stato necessario attivare una derivazione dal pozzo S. Valentino per alimentare artificialmente la "caldara" della sorgente.

- La chiusura mineraria del pozzo S. Valentino e il simultaneo emungimento del pozzo S. Albino non eliminano l'interferenza con la sorgente Bullicame. Inoltre si deve tenere presente che la sigillatura mineraria dei sondaggi e pozzi di acqua termale è un'operazione molto delicata, da eseguire con grande cura e a regola d'arte, come dimostra l'imperfetta sigillatura eseguita dalla Società Terni nei sondaggi. Pertanto il pozzo S. Albino non deve essere utilizzato, mentre il pozzo S. Valentino deve essere ricondizionato e controllato diminuendone la portata di prelievo con un massimo di 3-4 L/s.

- La riattivazione del pozzo Gigliola delle ex Terme INPS, che dista solo 180 m dal pozzo delle Terme dei Papi, è incomprendibile perché essi interferiscono l'uno con l'altro e con la sorgente Bullicame. Di conseguenza l'emungimento del pozzo Gigliola è inutile e dannoso.

- Il volume massimo che può essere estratto dalla concessione mineraria Bullicame, pari a 1.293.000 m³/anno, è il risultato di un calcolo errato ed è troppo elevato per l'equilibrio idrogeologico ampiamente compromesso nella parte centrale dell'area geotermica.

- E' necessario limitare e controllare drasticamente i prelievi dall'acquifero vulcanico e di acqua termale e procedere a sigillare i pozzi di privati che estraggono abusivamente l'acqua termale nelle zone centrale e settentrionale.

Allo scopo di eseguire una ulteriore verifica del MIC proposto si suggeriscono le seguenti indagini idrogeologiche (1), geofisiche (2), e geochimiche (3) (CHIOCCHINI & MANNA, 2015; CHIOCCHINI & SAVARESE, 2019).

(1) Nuove prove di pompaggio effettuate per diverse settimane nei sondaggi ST5 (zona settentrionale) e ST1 (zona centrale) e nel pozzo Paliano 1 (zona meridionale) e controllo contemporaneo delle sorgenti, dei sondaggi e pozzi fino a qualche km di distanza per verificare l'eventuale interferenza tra i

sondaggi, i pozzi e le sorgenti.

(2) Tomografia sismica a riflessione con alta risoluzione e tomografia geoelettrica per fornire informazioni precise sul contatto tra gli acquiferi vulcanico e carbonatico della Falda Toscana e il complesso idrogeologico impermeabile del Flsych della Tolfa, sui loro caratteri fisici, sul deflusso dell'acqua termale lungo le fasce cataclastiche permeabili delle faglie dirette e all'interno dell'acquifero vulcanico.

(3) Uso dei radionuclidi dei gas nobili ^{39}Ar , ^{81}Kr e ^{85}Kr (YOKOCHI *et alii*, 2013 e relativi riferimenti bibliografici), che forniscono precise informazioni sui tempi di permanenza dei fluidi termali nel sottosuolo.

9. - CONCLUSIONI

La gestione e lo sfruttamento delle acque sotterranee devono essere basati sulla costruzione dettagliata di un MIC 3D utilizzando il rilevamento geologico e idrogeologico, le indagini nel sottosuolo mediante i sondaggi e le prospezioni geofisiche, l'identificazione dei modelli di circolazione delle acque sotterranee nei complessi idrogeologici, l'ubicazione dell'area di ricarica e il monitoraggio dei sistemi idrogeologici. Questi strumenti essenziali sono in parte mancanti, in parte inattendibili e fuorvianti nella ricerca di BAIOCCHI *et alii* (2012; 2013) relativa al sistema idrotermale di Viterbo. Infatti questo sistema sta vivendo una continua crisi idrica negli ultimi 162 anni, documentata dalla diminuzione della portata residua delle sorgenti, dei sondaggi e pozzi di acqua termale a causa di fattori naturali e della perforazione indiscriminata di molti pozzi almeno dal 1950 (67 anni). Attualmente la portata totale è 61 L/s (21,7 L/s dalle sorgenti + 39,2 L/s dai sondaggi e pozzi), cioè la massima portata sostenibile, ed è molto probabile che tale portata continuerà a diminuire in futuro. La chiusura mineraria del pozzo S. Valentino e il contemporaneo emungimento dei pozzi S. Albino e Gigliola, nonchè l'eccessivo volume massimo di 1.293.000 m³/anno estraibile dalla concessione mineraria Bullicame, stabiliti dalla RL-DSEAP in base alle ricerche di BAIOCCHI *et alii*

(2012; 2013) e di UNIVERSITÀ DELLA TUSCIA – DIPARTIMENTO DI SCIENZE ECOLOGICHE E BIOLOGICHE (DEB) (2016), otterranno un risultato esattamente opposto a quanto previsto dallo “*svolgimento delle funzioni attribuite dalla legge*” alla RL-DSEAP. In altre parole, lo sfruttamento non sostenibile del sistema idrotermale comporterà conseguenze irreparabilmente devastanti per questa struttura idrogeologica e più in generale per l'ambiente dell'area geotermica di Viterbo, causando danni sociali, storici e culturali a tutte le emergenze termali. In particolare, le sorgenti storiche Bullicame e Carletti sono destinate a scomparire come le 31 sorgenti che, con portata totale di 40 L/s, si sono estinte dal 1984 ad oggi, e le Terme dei Papi e le Terme Salus Resort & Spa subiranno ingenti danni economici. Pertanto la RL-DSEAP, anche se ha finanziato le ricerche di BAIOCCHI *et alii* (2012; 2013) e di UNIVERSITÀ DELLA TUSCIA – DIPARTIMENTO DI SCIENZE ECOLOGICHE E BIOLOGICHE (DEB) (2016), che hanno prodotto i suddetti MIC ed il relativo Piano Operativo di Utilizzo, non dovrebbe utilizzare questi due strumenti per pianificare lo sfruttamento della risorsa geotermica. Inoltre si suggerisce di limitare e controllare drasticamente i prelievi dall'acquifero vulcanico e di acqua termale e di sigillare i pozzi di privati che estraggono abusivamente l'acqua termale nelle zone centrale e settentrionale dell'area geotermica. Infine sono state indicate alcune indagini idrogeologiche, geofisiche e geochemiche al fine di verificare ulteriormente il MIC proposto.

RINGRAZIAMENTI

La ricerca è stata finanziata dall'Università degli Studi della Tuscia (ex Quota 60%) e dalle Terme dei Papi. Gli autori sono grati a Umberto Cerasoli e Patrizia Refrigeri della RL-DSEAP per il loro aiuto nella consultazione dei documenti minerari del sistema idrotermale di Viterbo; ad Alfredo Fioramanti del Comune di Viterbo che ha reso disponibile una copia del Piano di Sviluppo Agricolo-Termale e a Stefano Menghini del Comune di Viterbo per i valori della portata della sorgente Bullicame

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., ESU D., GIROTTI O., LA MONICA G.B., LANDINI B. & PARISI G. (1987) - *Il Pliocene e il Pleistocene del bacino del fiume Tevere nell'Umbria meridionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern., **10**, 1-33.
- ANGELONE M., CREMISINI C., PISCOPO V., PROPOSITO M. & SPAZIANI F. (2009) - *Influence of hydrostratigraphy and structural setting on the arsenic occurrence in groundwater of the Cimino-Vico volcanic area (central Italy)*. Hydrogeology Journal, **17**, 902-914.
- ARNONE G. (1979) - *Studio delle sorgenti termali del Lazio settentrionale*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **35**, 647-666.
- BAIOCCHI A., DRAGONI W., LOTTI F., LUZZI G. & PISCOPO V. (2006 a) - *Outline of the hydrogeology of the Cimino and Vico volcanic area and of the interaction of groundwater and Lake Vico (Lazio Region, central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **125**, 187-202.
- BAIOCCHI A., PISCOPO V., CHIOCCHINI U. & MADONNA S. (2006 b) - *Idrogeologia*. In CHIOCCHINI U. (ed.) *La geologia della città di Viterbo*, 75-95, Gangemi Editore.
- BAIOCCHI A., LOTTI A. & PISCOPO V. (2012) - *Conceptual hydrogeological model and groundwater resource estimation in a complex hydrothermal area: the case of the Viterbo geothermal area (central Italy)*. Journal of Water Resource and Production, **4**, 231-247.
- BAIOCCHI A., LOTTI A. & PISCOPO V. (2013) - *Impact of groundwater withdrawals on the interaction of multi-layered aquifers in the Viterbo geothermal area (central Italy)*. Hydrogeology Journal, **21**, 1339-1353.
- BARBERI F., BUONASORTE G., CIONI R., FIORELISI A., FORESI L., IACCARINO S., LAURENZI M.A., SBRANA A., VERNIA L. & VILLA I.M. (1994) - *Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **XLIX**, 77-134.
- BATTAGLIA A., CECCARELLI A., RIDOLFI A., FROELICH K. & PANICHI C. (1992) - *Radium isotopes in geothermal fluids in central Italy*. In: Proc. Int. Symp. on Isot. Techn. in Water Res. Dev. IAEA, Vienna, 363-383.
- BERTANI R. (2015) - *Geothermal power generation in the world: 2005 - 2014 update report*. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1995) - *Schema idrogeologico dell'Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 991-1012.
- BUONASORTE G., CATALDI R., CECCARELLI A., COSTANTINI A., D'OFFIZI S., LAZZAROTTO A., RIDOLFI A., BALDI P., BARELLI A., BERTINI G., BELTRAMI R., CALAMAI A., CANELI G., CORSI R., D'ACQUINO C., FIORELISI A., GHEZZO A. & LOVARI F. (1987) - *Ricerca ed esplorazione nell'area geotermica di Torre Alfina (Lazio-Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 265-337.
- BUTTISTEL M., HURWITZ S., EVANS W. & BARBIERI M. (2014) - *Multicomponent geothermometry applied to a medium-low enthalpy carbonate-evaporite reservoir*. Energy Procedia, 359-365.
- CAINE J.S., EVANS J.P. & FORSTER G.B. (1996) - *Fault zone architecture and permeability structure*. Geology, **24**, (11), 1025-1028.
- CALAMAI A., CATALDI R., LOCARDI E. & PRATURLON A. (1976) - *Distribuzione delle anomalie geotermiche nella fascia preappenninica tosco-laziale*. Simp. Intern. Sobre Energia Geotermica en America Latina, Città del Guatemala 16/23 ott. 1976, 189-229.
- CALAMITA V. & BURI G. (1963) - *Su di una nuova sorgente ipertermale (Fonte Gigliola) reperita nell'area di concessione di acque termominerali INPS in Viterbo. Suo impiego terapeutico*. La Clinica Termale, **XVI**, (5), 261-280.
- CALORE C., CATALDI R., CELATI R., MONGELLI F., SQUARCI P., TAFFI L. & ZITO G. (1991 a) - *Map of the geothermal ranking of the Italian territory to 3 km depth*. Int. Inst. for Geothermal Research - CNR, Pisa.
- CALORE C., CELATI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1991 b) - *Temperature map of Italy at 1000 m below ground level*. Int. Inst. for Geothermal Research - CNR, Pisa.
- CALORE C., CELATI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1991 c) - *Temperature map of Italy at 2000 m below ground level*. Int. Inst. for Geothermal Research - CNR, Pisa.
- CALORE C., CELATI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1991 d) - *Temperature map of Italy at 3000 m below ground level*. Int. Inst. for Geothermal Research - CNR, Pisa.
- CAMPONESCHI B. & NOLASCO F. (1984) - *Le risorse naturali della Regione Lazio. Monti Cimino e Tuscia Romana*. Regione Lazio, 497 p.
- CAPELLI G., MAZZA R. & GAZZETTI C. (2005) - *Strumenti e strategie per la tutela e l'uso compatibile della risorsa idrica nel Lazio. Gli acquiferi vulcanici*. Pitagora Editrice Bologna, 186 p.
- CAPELLI G., MASTRORILLO L., MAZZA R., PETTITA M., BALDONI F., BANZATO F., CASCONI D., DI SALVO C., LA VIGNA F., TAVIANI S. & TEOLI P. (2012) - *Carta idrogeologica del territorio della regione Lazio*. S.E.L.C.A.
- CARNICELLI S., SAGRI D., CHIOCCHINI U. & MADONNA S. (2006) - *Geopedologia*. In: U. CHIOCCHINI Ed. *La geologia della città di Viterbo*, 111-134. Gangemi Editore, Roma.
- CATALDI R., LAZZAROTTO A., MUFFLER L.J.P., STEFANI G. & CALORE G. (1978) - *Assessment of geothermal potential of central and southern Tuscany*. Geothermics, **7**, 79-131.
- CATALDI R., MONGELLI F., SQUARCI P., TAFFI L., ZITO G. & CALORE G. (1999) - *Geothermal ranking of Italian territory*. Geothermics, **24**, 115-129.
- CHIOCCHINI U. (2016) - *Comment on "Impact of groundwater withdrawals on the interaction of multi-layered aquifers in the Viterbo geothermal area (central Italy)"*. Report published in *Hydrogeology Journal*, 21: 1339 - 1353, by Antonella Baiocchi, Francesca Lotti and Vincenzo Piscopo; DOI 10.1007/s10040-016-1373-3.
- CHIOCCHINI U., CASTALDI F., BARBIERI M. & EULILLI V. (2010) - *A stratigraphic and geophysical approach to studying the deep-circulating groundwater and thermal springs, and their recharge areas, in the Cimino Mountains-Viterbo area, central Italy*. Hydrogeology Journal, **18**, 1319-1341.
- CHIOCCHINI U., CASTALDI F., BARBIERI M. & EULILLI V. (2011) - *Reply to comment on "A stratigraphic and geophysical approach to studying the deep-circulating groundwater and thermal springs, and their recharge areas, in the Cimino Mountains-Viterbo area, central Italy"*. Paper published in *Hydrogeology Journal*, **18**, 1319-1341.

- Hydrogeology Journal, **19**, 949-952.
- CHIOCCHINI U., CHIOCCHINI M. & MANNA F. (1987) - *Studio idrogeologico per il tracciato della galleria Santa Croce della linea Orte-Falconara*. Geol. Appl. Idrogeol., **22**, 105-140.
- CHIOCCHINI U. & MADONNA S. (2005) - *Nuovi dati stratigrafici sulle unità paleogeniche di Viterbo*. Rend. Soc. Geol. It., **1**, 19-28.
- CHIOCCHINI U., MADONNA S., MANNA F., LUCARINI C., PUOTI F. & CHIMENTI P. (2001) - *Risultati delle indagini sull'area delle manifestazioni termominerali di Viterbo*. Geologia Tecnica & Ambientale, **1**, 1-34.
- CHIOCCHINI U. & MANNA F. (2015) - *Un acquifero carbonatico con sistema idrotermale in crisi idrica: il caso di Viterbo*. Geologia Tecnica & Ambientale, **1**, 39-68.
- CHIOCCHINI U. & SAVARESE G. (2019) - *The Viterbo Hydrothermal and Its Sustainable Exploitation, Central Italy*. Journal of Energy and Power Technology, **1**, 3, 37 p., doi: 10.21926/jept.1903003.
- CHIODINI G., GRANIERI D., AVINO R., CALIRO S., COSTA A. & WERNER C. (2005) - *Carbon dioxide diffuse degassing and estimation of heat release from volcanic and hydrothermal systems*. J. Geophys. Res. Solid Earth, **110**.
- CINTI D., TASSI F., PROCESI M., BONINI M., CAPECCHIACCI F., VOLTATTORNI N., VASELLI G. & QUATTROCCHI F. (2014) - *Fluid geochemistry and geothermometry in the unexploited geothermal field of the Vicano-Cimino District (Central Italy)*. Chemical Geology, **371**, 96-114.
- CINTI D., PROCESI M., PONCIA P.M., TASSI F., VASELLI G. & QUATTROCCHI F. (2015) - *Application of the reviewed volume method for evaluation of the geothermal potential in the Vicano-Cimino hydrothermal reservoir (Central Italy)*. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, 19 - 25 April 2015, 1-6.
- COMUNE DI VITERBO (2012) - *Piano di Sviluppo Agricolo-Termale. Progetto definitivo*. Relazione tecnica. 109 p.
- CONFORTO B. (1954) - *Risultati della prima fase di ricerche di forze endogene nel Viterbese*. L'Ingegnere, **A. XXVII**, (1), 345-350; 521-530.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (1982) - *Progetto Finalizzato Energetica*. Sottoprogetto Energia Geotermica.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (1992) - *Progetto Finalizzato Geodinamica*. Neotectonic Map of Italy.
- CRAIG H. (1961) - *Isotopic variation in meteoric water*. Science, **133**, 1702-1703.
- DELLA VEDOVA B., MONGELLI F., PELLIS G., SQUARCI P., TAFFI L. & ZITO G. (1991) - *Heat flow map of Italy*. Int. Inst. for Geothermal Research - CNR, Pisa.
- DUCHI V. & MINISSALE A. (1995) - *Distribuzione delle manifestazioni gassose nel settore peritirrenico tosco-laziale e loro interazione con gli acquiferi superficiali*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 337-351.
- DUCHI V., MINISSALE A. & ROMANI L. (1985) - *Studio geochimico su acque e gas dell'area geotermica Lago di Vico-M. Cimino (Viterbo)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, XCII, **35**, 237-254.
- FORSTER C. & SMITH L. (1988 a) - *Groundwater flow systems in mountainous terrain 1: numerical modeling technique*. Water Resour. Res., **24**, 999-1010.
- FORSTER C. & SMITH L. (1988 b) - *Groundwater flow systems in mountainous terrain 2: controlling factors*. Water Resour. Res., **24**, 1011-1023.
- FRONDINI F., CARDELLINI C., CALIRO S., CHIODINI G. & MORGANTINI N. (2012) - *Regional groundwater flow and interactions with deep fluids in western Apennines: the case of Narni - Amelia chain (Central Italy)*. Geofluids, **12**, 182-196.
- GIBBARD P.L., MARTIN J.H., WALKER M.J.C. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Serie/Epoch with a base at 2.58 Ma*. Journal of Quaternary Research, **25** (2), 96-102.
- GIRAUDI C. (2007) - *Le variazioni climatiche in Italia Centrale negli ultimi 10.000 anni*. Quaderni della Società Geologica Italiana, **1**, 18-23.
- GRASBY S.E. & HUTCHINSON L. (2001) - *Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian Cordillera*. Can. J. Sci., **38**, 427-440.
- HARVEY M.C., ROWLAND J.V., CHIODINI G., RISSMANN C.F., BLOOMBERG S., HERNÁNDEZ P.A., MAZOT A., VIVEIROS F. & WERNER C. (2015) - *Heat flux from magmatic hydrothermal systems related to availability of fluid recharge*. Journ. Volcan. and Geoth. Research, **302**, 225-236.
- HUTTRER G.W. (2001) - *The status of world geothermal power generation 1995 - 2000*. Geothermics, **30**, 1-27.
- ISPRA SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2017) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1: 50.000. Foglio 355 Ronciglione*. D.R.E.Am. Italia.
- ISPRA SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA. *Carta Geologica d'Italia in scala 1: 50.000. Foglio 345 Viterbo*, in stampa.
- KALF F.R.P. & WOOLLEY D.R. (2005) - *Applicability and methodology of determining sustainable yield in groundwater systems*. Hydrogeology Journal, **13**, 295-312.
- LAURENZI M.A. & VILLA I.M. (1987) - *⁴⁰Ar/³⁹Ar chronostratigraphy of Vico ignimbrites*. Periodico di Mineralogia, **56**, 285-293.
- LI M., LI G.M., YANG L., DANG X.Y., ZHAO C.H., HOU G.C. & ZHANG M.S. (2007) - *Numerical modeling of geothermal groundwater flow in karst aquifer system in eastern Weibei, Shaanxi Province, China*. China Series D Earth Sciences, **50**, 36-41.
- LONGINELLI A. & SELMO E. (2003) - *Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map*. Journal of Hydrology, **270**, 75-88.
- LOPEZ D.L. & SMITH L. (1995) - *Fluid flow in fault: analysis of the interplay of convective circulation and topographically driven groundwater flow*. Water Resour. Res., **31**, 1489-1503.
- LORENZONI P., RAGLIONE M., QUANTIN P., BIDINI D., FASCETTI S., LORENZONI P. & MARCHETTI M. (1985) - *Studio dell'apparato vulcanico di Vico (Lazio). IV. I snodi delle colate piroclastiche*. Annali Istituto Sperimentale di Studi e Difesa del Suolo, **16**, 199-226.
- LULLI L., BLASI C., ABATE G., BIDINI D., FASCETTI S., LORENZONI P. & MARCHETTI M. (1986) - *Studio pedologico*

- dell'apparato vulcanico di Vico (Lazio). VIII. L'effetto della vegetazione sulla genesi dei suoli. Annali Istituto Sperimentale di Studi e Difesa del Suolo*, **17**, 159-172.
- LUND J.W. & BOYD T.L. (2015) - World-wide direct utilization of geothermal energy 2015. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 19 - 25 April 2015.
- MANCINI M., GIROTTI O. & CAVINATO G.P. (2003-2004) - *Il Pliocene e il Quaternario della media valle del F. Tevere*. Geologica Romana, Terza serie, **87**, 175-236.
- MANFRA L., MASI U. & TURI B. (1976) - *La composizione isotopica dei travertini del Lazio*. Geologica Romana, **15**, 127-174.
- MANNA F., BARBIERI M., CANGANELLA F., TADDEUCCI M. & ROSI C. (2006) - *Caratteristiche chimico - fisiche e microbiologiche delle acque sotterranee e sorgive*. In CHIOCCHINI U. (ed.) *La geologia della città di Viterbo*, 97-110, Gangemi Editore.
- MARRONI M., MORATTI G., COSTANTINI A., CONTICELLI S., BENVENUTI M.G., PANDOLFI L., BONINI M., CORNAMUSINI G. & LAURENZI M.A. (2005) - *Geology of the Monte Amiata Region, Southern Tuscany, Central Italy*. Ital. Journ. Geosci., **134**, 2, 171-199.
- MINISSALE A., KERRICH D.M., MAGRO G., MURELL M.T. PALADINI M., RIHS S., STURCHIO N.C., TASSI F. & VASELLI O. (2002) - *Geochemistry of Quaternary travertins in the region north of Roma (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications*. Earth Planet. Sci., **203**, 709-728.
- MINISTERO DELL'INDUSTRIA, COMMERCIO E ARTIGIANATO - today MINISTERO DELLO SVILUPPO ECONOMICO (1987) - *Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali. Regione Lazio*. Enel, Eni-Agip, CNR, ENEA.
- OROMBELLI G. (2007) - *Le variazioni dei ghiacciai alpini negli ultimi 10 mila anni*. Quad. della Società Geologica Italiana, **1**, 5- 12.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (2007) - *Evidenze geologiche di variazioni climatico-ambientali storiche nell'area mediterranea*. Quad. della Società Geologica Italiana, **1**, 13-17.
- PISCOPO V., BARBIERI M., MONETTI V., PAGANO G., PISTONI S., RUGGI E. & STANZIONE D. (2006) - *Hydrogeology of thermal waters in Viterbo area, Central Italy*. Hydrogeology Journal, **8**, 1508-1521.
- REGIONE LAZIO-GIUNTA REGIONALE (2007) - *Deliberazione N. 869 del 09/11/2007*.
- REGIONE LAZIO-DIREZIONE SVILUPPO ECONOMICO E ATTIVITÀ PRODUTTIVE (RL-DSEAP) (2016) - *Atti dirigenziali di Gestione. Determinazione 26 Aprile 2016, n. G 04204*. Boll. Uff. Regione Lazio, 39, Supplemento 1.
- REGIONE LAZIO-DIREZIONE SVILUPPO ECONOMICO E ATTIVITÀ PRODUTTIVE (RL-DSEAP) (2017 a) - *Atti dirigenziali di Gestione. Determinazione 28 Luglio 2017, n. G 10816*. Boll. Uff. Regione Lazio, **64**.
- REGIONE LAZIO-DIREZIONE SVILUPPO ECONOMICO E ATTIVITÀ PRODUTTIVE (RL-DSEAP) (2017 b) - *Atti dirigenziali di Gestione. Determinazione 6 Dicembre 2017, n. G 10816*. Boll. Uff. Regione Lazio, 102, Supplemento 1.
- REGIONE LAZIO-DIREZIONE SVILUPPO ECONOMICO E ATTIVITÀ PRODUTTIVE (RL-DSEAP) (2019) - *Atti dirigenziali di Gestione. Determinazione 30 Maggio 2019, n. G 07346*. Boll. Uff. Regione Lazio, 49, Supplemento 1.
- SBRANA A., FULIGNATI P., MARIANELLI P. & CIANI V. (2015) - *Mt. Amiata hydrothermal system (Italy): 3D geological and geothermal modeling*. Ital. Journ. Geosci., **134**, n. 2, 291-303.
- SENARUM UNIVERSITATIS (2008) - *Studio geostrutturale, idrogeologico e geochimico della regione amiatina*, 367 p.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1995) - *Carta idrogeologica d'Italia - 1: 50,000. Guida al rilevamento*. Quaderni Serie III n° 5. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, 33 p.
- UNDERSCHULTZ J., ESTERLE J., STRAND J. & HAYES S. (2018) - *Conceptual representation of fluid flow conditions associated with faults in sedimentary basins*. Prepared for the Department of Environment and Energy by The University of Queensland Centre for Coal Seams Gas, Queensland, 61 p.
- UNIVERSITÀ DELLA TUSCIA - DIPARTIMENTO DI SCIENZE ECOLOGICHE E BIOLOGICHE (DEB) (2016) - *Studio su ipotesi di utilizzo delle risorse idriche del sistema idrotermale dell'area viterbese e programmazione dei relativi metodi e tecniche di monitoraggio*. Relazione inedita, 80 p.
- YOKOCHI R., STURCHIO N.C., PURTSCHERT R., JIANG W., LU Z.-T., MUELLER P. & YANG G.-M. (2013) - *Noble gas radionuclides in Yellowstone geothermal gas emissions: A reconnaissance*. Chemical Geology, **339**, 43-51.

SITOGRAFIA

- http://www.treccani.it/enciclopedia/bartolomeo-gandolfi_%28Dizionario-Biografico%29/ (accesso 19/01/2020).
- <http://www.filettino.org/?q=node/18> (accesso 19/01/2020).