LE ACQUE SULFUREE DELLE SORGENTI TERMALI DI SANTA CESAREA TERME

Francesca Santaloia^{1,2} - Livia Emanuela Zuffianò^{1,3} - Pier Paolo Limoni^{1,4} Giuseppe Palladino^{5,1} - Domenico Liotta^{6,7} - Maurizio Polemio¹

¹CNR - Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, Bari

²Iscritta all'ORG Puglia n. 99ES - ³Iscritta all'ORG Puglia n. 742 - ⁴Iscritto all'ORG Puglia n. 97ES

⁵Dipartimento di Geologia e Geologia Petrolifera - Università di Aberdeen

⁶Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali - Università degli Studi di Bari Aldo Moro

⁷CNR, Istituto di Geoscienze e Georisorse - Via G. Moruzzi, 7, Pisa

RIASSUNTO

Le sorgenti termali di Santa Cesarea Terme sgorgano in quattro grotte carsico-marine (Fetida, Solfurea, Gattulla e Solfatara) ubicate alla base di un tratto, lungo circa 500 m, di una falesia. Le loro acque, caratterizzate da temperature, in superficie, intorno ai 22-33°C sono attualmente utilizzate per la cura di alcune patologie, quali quelle respiratorie o dell'apparato locomotore.

Sulla terraferma, l'area dell'anomalia termica è circoscritta, estendendosi al massimo per un Km lungo costa e per meno di due Km nell'entroterra. Essa ricade nella porzione di un alto strutturale maggiormente dislocato dalle faglie NO-SE, subverticali e transtensive, che si estendono verso mare. Nel suo sottosuolo sono presenti tre tipi di acqua, tra loro interagenti: acqua dolce di falda, acqua salmastra o salina di intrusione marina e acqua termale. Considerando i caratteri geologici ed idrogeologici del territorio, insieme a quelli geochimici delle acque sotterranee circolanti nel suo sottosuolo, si ritiene che le sorgenti delle acque sulfuree di Santa Cesarea derivino da una circolazione profonda nel sottosuolo del Mare Adriatico.

INTRODUZIONE

La ricerca e l'utilizzo di fonti di energia rinnovabile sono diventate una priorità mondiale, principalmente per l'insostenibilità di un sistema energetico basato sull'utilizzo di combustibili fossili, i quali tendono sia ad esaurirsi che a produrre riscaldamento globale tramite emissione di anidride carbonica. Il fotovoltaico, l'eolico e il geotermico sono alcune delle fonti energetiche rinnovabili utilizzate per soddisfare il crescente fabbisogno energetico nel rispetto dell'ambiente e della salute umana. In particolare, l'energia geotermica è l'energia terrestre presente sotto forma di calore nel Pianeta. Tale calore deriva dal processo di formazione primordiale dell'universo e quindi dal decadimento degli isotopi radioattivi dell'uranio (U²³⁸, U²³⁵), del torio (Th²³²) e del potassio (K⁴⁰), presenti nella crosta e nel mantello terrestre.

Al di sotto della zona di omotermia, quindi a profondità maggiori di 15-20 metri, il calore è fornito unicamente dal flusso proveniente dall'interno della Terra con un aumento medio progressivo della temperatura di 1°C ogni 33 metri di profondità. Laddove si osservano anomalie geotermiche positive, il gradiente geotermico può essere fino a 10-15 volte maggiore di quello medio (fascia tirrenica della penisola appenninica; Della Vedova *et al.*, 2001).

Queste anomalie si riscontrano in determinati contesti geologico-strutturali, quali quelli vulcanici, aree con assottigliamento crostale e/o presenza di intrusioni magmatiche in profondità. Nella penisola italiana, aree con elevato flusso di calore (> 80 mW/m²) si collocano sul lato tirrenico mentre le aree con valori inferiori, (< 70 mW/m²) ricadono sul lato adriatico della penisola (Della Vedova *et al.*, 2001).

Con riferimento al territorio pugliese, maggiori valori del flusso termico sono stati registrati in aree limitate (ad es. 80 mW/m² nel Tavoliere; Fig. 1), che in alcuni casi hanno dato luogo a manifestazioni sorgive termali (Maggiore e Pagliarulo, 2004). Tra queste annoveriamo le sorgenti di Santa Cesarea Terme presenti lungo un tratto della costa orientale salentina (Fig. 1c). Queste, note sin dai tempi di Aristotele (III secolo a.C.), sgorgano in quattro grotte carsico-marine (Fetida, Solfurea, Gattulla e Solfatara in Fig. 1c) ubicate alla base di una falesia rocciosa, per un tratto lungo circa 500 m. Le loro acque si presentano ricche in solfuro di idrogeno (H₂S), caratterizzate da temperature, in superficie, intorno ai 20-30°C e da conducibilità elettrica pari a 70000 μ S/cm a 20 °C (Calò 1993). Esse sono utilizzate per la cura di alcune patologie respiratorie e dell'apparato locomotore (Nappi et al., 2005).

Sulla loro origine sono state proposte diverse ipotesi, da quella vulcanica (Milani, 1815) a quella connessa alla risalita di fluidi caldi connati presenti nel substrato pre-neogenico in subduzione nell'Adriatico (Maggiore e Pagliarulo, 2004). Inoltre, l'elevato contenuto in zolfo di queste acque è stato interpretato come dovuto alla formazione di solfuro d'idrogeno derivante da attività batterica (Biginelli,1899) sulla sostanza organica presente nelle successioni sedimentarie mioceniche e pre-mioceniche (Zezza, 1980; Calò e Tinelli, 1995).

Nell'ambito del progetto VIGOR (Valutazione del potenzIale Geotermico delle RegiOni della convergenza, www.vigor-geotermia.it), un progetto di esplorazione geotermica finalizzato all'identificazione e caratterizzazione delle risorse geotermiche nelle Regioni della Convergenza (Calabria, Puglia, Sicilia e Campania), al fine di contribuire alla conoscenza del sistema geotermico di Santa



Figura 1 – Stralcio della carta del flusso di calore (da Mongelli *et al.*, 1986, modificato); b) aree di interesse geotermico prioritario e percentuale dei territori con fluidi geotermici presenti nel territorio (La Geotermia in Italia, CNG & UGI, 2008), c) dettaglio della zona del Salento con ubicazione dei pozzi petroliferi; d) ortofoto del tratto costiero con ubicazione delle sorgenti termali di Santa Cesarea Terme.

Cesarea Terme, è stato svolto uno studio multidisciplinare integrando dati strutturali, idrogeologici e geochimici.

I principali risultati sono qui di seguito descritti.

METODOLOGIA DI ANALISI

La Fig. 2 mostra l'organigramma dei principali passi procedurali e delle attività svolte per la caratterizzazione e valutazione della risorsa geotermica di Santa Cesarea Terme (denominata SCT nel seguito), e quindi per la definizione del bacino di alimentazione delle sorgenti termali, dell'assetto geometrico e cinematico delle strutture tettoniche condizionanti la circolazione idrica sotterranea, dei caratteri litologici ed idrogeologici del settore costiero in esame e delle peculiarità fisico chimiche delle acque circolanti.

L'esplorazione geotermica, svolta su di un'area di circa 50 km² (Figure 2 e 3) ha contemplato principalmente rilievi geologico-strutturali ed idrogeologici, analisi chimiche delle acque, oltre a rilievi topografici e speleologici delle cavità termali e prospezioni geofisiche, attività in diversi casi condotti in stretta sinergia con i ricercatori di altri istituti di ricerca del CNR e del Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali dell'Università degli Studi di Bari, partecipanti al progetto VIGOR (Fig. 2; Ardizzone *et al.*, 2012).

Non esistendo planimetrie delle grotte carsico-marine (Fetida, Solfurea, Gattulla e Solfatara) in cui le sorgenti termali sgorgano, per prima cosa sono stati effettuati rilievi topografici di dettaglio. In particolare, la configurazione topografica dei tratti accessibili da terra di Fetida e di Gattulla è stata definita mediante il rilevamento con tecniche a scansione laser terrestre, mentre quella delle altre grotte (tratto marino di Fetida, grotte Solfurea e Solfatara) è stata ottenuta da rilievi topografico-speleologici svolti da esperti della Federazione Speleologica Pugliese (Ardizzone *et al.*, 2012).

Grazie ai rilievi topografici, è stato possibile ricostruire la geometria tridimensionale dei diversi ambienti in-



Figura 2 – Programmazione delle attività (*svolte*: riquadri con sfondo bianco; *da svolgere*: riquadri con sfondo grigio) per la valutazione della risorsa geotermica caratterizzante il territorio di Santa Cesarea Terme (da Ardizzone *et al.*, 2012, modificato).

vestigati, determinando anche, nel caso dei tratti rilevati con il laser terrestre, le quote assolute dei battenti idraulici rispetto al livello medio del mare.

Con riferimento all'assetto geologico del territorio in questione, è stato svolto un rilievo geologico-strutturale alla scala 1:5.000, poi restituita alla scala idonea per la stampa (Fig. 3). L'attribuzione formazionale di alcune successioni sedimentarie si è basata sui risultati di analisi micropaleontologiche. Oltre al rilievo geologico, sono state analizzate foto aeree ed immagini Lidar (risoluzione di 8 metri e di 1 metro, quest'ultime riferite solo al settore costiero dell'area). In corrispondenza di affioramenti ben esposti, sono stati svolti rilievi strutturali di dettaglio (Figure 4-5), incluse le grotte carsico-marine accessibili da terra (Fetida e Gattulla). I rilievi strutturali di dettaglio sono stati realizzati tramite la metodologia della "scanline".

Inoltre sono state effettuate tomografie geoelettriche ad alta risoluzione (Rizzo *et al.*, 2012) allo scopo di ottenere informazioni sulla distribuzione della resistività apparente (Ohm*m) in profondità, e quindi, indirettamente, di avere informazioni sugli assetti geometrici dei corpi geologici e sulla eventuale presenza di fluidi. I risultati conseguiti da quest'attività sono a tutt'oggi in corso di approfondimento.

La configurazione geologico-strutturale del fondale marino, antistante il tratto costiero salentino compreso tra Santa Cesarea Terme e Santa Maria di Leuca, è stata ricostruita tramite l'analisi delle linee sismiche (ViDEPI, 2009), acquisite negli anni. Infine è stato svolto uno studio bibliografico sui terremoti avvenuti nei dintorni del territorio in esame, così da ottenere informazioni sulla attività delle principali strutture regionale dell'area (Fig. 6).

Per lo studio idrogeologico e geochimico, sono stati esaminati 16 punti di misura (Ardizzone *et al.*, 2012): considerando come acqua termale quella con una temperatura maggiore di 20°C, sono state analizzate 6 sorgenti (4 termali e 2 fredde), 4 pozzi termali, 5 pozzi freddi. E' stato inoltre esaminato un campione di acqua marina. I risultati sono mostrati nelle Tabelle 1-3 e la carta dei complessi idrogeologici è riportata in Fig. 7.

La direzione di flusso della falda freatica (Fig. 8) è stata ricostruita mediante l'individuazione del gradiente idraulico, determinato attraverso la misurazione del carico idraulico in pozzi freddi, liberi dall'installazione dell'impianto di sollevamento. Le variazioni del livello idrico e della temperatura nel tempo (da Dicembre 2011 a Gennaio 2012) sono state misurate nelle sorgenti termali accessibili da terra (Fetida e Gattulla) grazie all'installazione di sonde idrometriche e termometriche. Le portate delle stesse sorgenti sono state stimate con misure di velocità puntali, eseguite al guado, mediante sensore acustico Doppler (Gennaio e Novembre 2012). Le variazioni della conducibilità elettrica e della temperatura dell'acqua con la profondità sono state misurate con una sonda multiparametrica per i pozzi 1 e 4, mentre è stato misurato anche il potenziale redox per il pozzo 1 (Fig. 9).

Il campionamento delle acque per le analisi chimiche



Figura 3 – Carta geologica dell'area di studio con sezioni geologiche (da Santaloia *et al.*, 2016 modificata).



Figura 4 – Faglia a componente verticale che borda l'alto strutturale S. Cesarea-Cerfignano.



Figura 5 – Faglia di Castro afforante nel porto di Marina di Castro (a) con dettagli del piano di faglia principale (b, c) e relativa proiezione stereografica (proiezione equiareale, emisfero inferiore); d) brecce rossastre quaternarie dislocate dalla faglia di Castro.

ed isotopiche è stato svolto sia per le sorgenti che per i pozzi. In particolare, le acque delle sorgenti sono state campionate in grotta mentre nei pozzi (campioni 1-2 e 5-9 nelle Tab. 1-3) il campionamento è stato realizzato in condizioni dinamiche, utilizzando l'impianto di sollevamento, dopo un adeguato ricambio del volume d'acqua. Diversamente il campionamento nel pozzo 3 (due campioni; Tab. 1-3) è stato effettuato in condizioni statiche. Infine il campionamento nel pozzo 4 è stato svolto durante la perforazione del sondaggio, dopo aver effettuato un'opportuna pulizia del foro (tre campioni; Tab. 1-3). Tutti i campioni d'acqua sono stati conservati in bottiglie di polietilene (250 ml) con chiusura ermetica. Per la determinazione dei cationi, i campioni d'acqua sono stati acidificati (acido nitrico al 65% fino a valori di pH \leq 2); per la determinazione dei metalli, i campioni sono stati prima filtrati (membrana in acetato di cellulosa, diametro dei pori 0.2 mm) e dopo acidificati (acido nitrico al 65% fino a valori di pH \leq 2).

La temperatura (T), la conducibilità elettrica (CE), il pH, l'ossigeno disciolto (O_2) ed il potenziale di ossidoriduzione (Eh) delle acque campionate sono state misurate in sito mediante l'uso di un'apposita sonda multiparametrica (Tab. 1; Fig. 8b-d). Le analisi chimiche ed isotopiche

	Compiono	Tino d'acque Nome	Z	PP	Т	C.E.	pН	Eh	δD	$\delta^{18}O$	³ H	$\delta^{13}C$	¹⁴ C	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	³⁴ S/S _{tot}
Ca Sorgenti 9 9 9 9 0 2 2 1 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 9 0 2 2 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	Campione	Tipo u acqua-inollie	(m s.l.m.)	(m)	(°C)	(mS/cm)	(-)	(mV)	(% SMOV)	(% SMOV)	(U.T.)	PDB	(BP)	(pcm)	(V-CDT)
Sorgenti Pozzi	S1	Termale–Fetida	-		27.0	53.4	7.10	-337	0.60	0.05	1.03	-4.59	n d	n d	19.7
	S2	Termale –Sulfurea	-		21.1	59.3	7.69	-85	-13.8	-2.74	1.40	-1.41	n d	n d	19.4
Sorganti	S3	Termale –Gattulla	-		24.5	41.4	6.20	-265	-0.40	0.37	1.56	-8.35	n d	n d	19.6
Sorgenti Pozzi	S4	Termale –Solfatara	-		25.7	40.1	7.54	-220	-6.70	-1.47	n d	n d	n d	n d	n d
	S5	Fredda-Porto Badisco	-		21.0	7.60	7.80	169	n d	n d	n d	n d	n d	n d	n d
	S6	Fredda-Acquaviva	-		17.8	27.2	7.53	210	n d	n d	n d	n d	n d	n d	n d
Sorgenti Pozzi Mare	1	Termale	115.4	205.0	27.5	62.1	6.88	-263	5.9	1.78	0.46	-1.55	19849	8.45	20.0
	2	Termale	33.57	50.0	32.7	64.2	6.71	-268	5.9	1.57	0.33	-1.95	21050	7.54	19.9
	3-45 m	Termale	41.76	200.0	21.4	7.09	7.57	-237	n d	n d	n d	n d	n d	n d	n d
	3-52 m	Termate	41.70	200.0	-	-	-	-	-21.7	-3.39	n d	n d	n d	n d	n d
	4-125 m				22.0	4.21	6.99	-136	n d	n d	n d	n d	n d	n d	n d
Dozzi	4-151 m	Termale (Vigor)	115.0	300.0	24.0	52.5	7.80	-399	n d	n d	n d	n d	n d	n d	n d
Sorgenti Pozzi	4-300 m				27.0	52.2	7.99	-296	n d	n d	n d	n d	n d	n d	n d
	5	Fredda	121.0	-	19.2	0.44	8.70	-21	-34.2	-5.47	4.60	-12.81	n d	n d	n d
	6	Fredda	117.0	-	19.3	3.88	8.21	80	-30.3	-5.39	n d	n d	4268	58.5	n d
	7	Fredda	123.0	130.0	20.1	2.29	8.27	-39	-30.2	-5.57	n d	-12.83	n d	n d	n d
	8	Fredda	112.0	-	19.8	0.95	8.08	74	-33.3	-5.64	n d	-13.48	n d	n d	n d
	9	Fredda	108.6	116.4	16.0	0.87	7.05	75	-33.2	-5.78	2.80	-10.58	n d	n d	n d
Mare	10	Marina		-	19.1	60.3	8 20	169	71	1 48	n d	n d	n d	n d	n d

Tabella 1 - Composizione chimica ed isotopica delle acque. Z) Quota del boccaforo, PP) profondità del pozzo, CE) conducibilità elettrica a 25°C. n d = non determinata.

Sample	L i ⁺	Na ⁺	K ⁺	NH. ⁺	$M\alpha^{2+}$	Ca^{2+}	Sr ²⁺	E.	I.	CI	HCO ²	Br ⁻	NO ₂ -	SO. ²⁻	S ²⁻
Sample S1	0.42	0210	347	1 /1	050	008	12.7	118	0.20	17304	228.8	82.6	41.5	2878	3.12
51	0.42	12120	292	0.00	1259	794	12.7	0.14	0.29	20212	220.0	82.0	41.J	2070	0.61
52	0.05	12130	282	0.00	1558	/84	10.4	9.14	na	20212	202.8	83./	30.7	3322	0.01
S3	0.27	5415	224	0.79	5766	574	7.59	76.4	0.28	9035	309.9	39.7	30.6	1833	2.51
S4	0.34	10258	264	49.1	768	672	15.9	18.8	n d	16429	244.0	76.3	0.00	1926	n d
S5	0.03	1351	72.8	0.95	164	165	1.47	10.9	4.40	2189	311.1	7.98	25.6	424	n.p
S6	0.05	2210	152	0.00	514	154	0.00	0.38	19.2	4538	299.0	15.2	8.98	802	n.p
1	0.55	13477	509	0.00	1385	1311	18.7	36.1	0.33	23923	195.2	113	29.5	3813	21.7
2	0.45	13484	506	1.63	1339	1553	20.9	54.8	0.31	24369	187.0	123	62.9	3848	31.6
3-45 m	0.02	628	38.2	0.00	55.6	75.4	0.00	0.54	1.46	1109	354.0	5.83	0.9	128	n.p
3-52 m	0.14	4630	245	0.00	685	485	0.01	0.60	0.27	9220	213.0	25.6	0.55	1167	7.50
4-125 m	0.02	643	25.5	0.00	72.0	118	0.25	0.37	n d	1260	311.0	4.00	22.0	156	np
4-151 m	0.25	12269	378	0.00	1005	492	13.0	1.60	n d	22681	189.1	74.0	11.9	2640	0.33
4-300 m	0.45	10180	438	0.00	991	1218	19.1	1.88	n d	17858	213.5	77.0	0.00	2087	0.74
5	0.00	15.4	0.24	0.24	2.99	64.9	0.36	1.26	n d	26.5	170.9	0.13	12.8	6.60	n.p
6	0.01	544	26.3	4.29	63.2	132	0.00	2.58	0.28	1118	274.6	4.42	47.5	140	n.p
7	0.01	319	11.4	0.00	38.8	102	0.26	2.55	3.53	645	268.5	2.51	7.72	83.0	n.p
8	0.00	60.1	30.6	0.00	13.1	90.5	0.47	0.93	0.63	137	241.0	0.49	74.9	35.2	n.p
9	0.00	66.5	36.9	5.84	32.2	110	0.34	6.38	0.57	138	392.8	0.32	23.1	67.5	n.p
10	0.18	11617	417	0.00	1489	520	14.2	10.6	n d	23371	189.1	94.2	0.00	2859	n.p

Tabella 2 - Composizione chimica (in mg/L) delle acque. n d = non determinata n p = non presente.

Sample	Ag	Al	As	Au	В	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Fe	Hg	Но	Mn	Mo	Ni	Pb	Rb	Sb	Se	Si	U	V	W	Zn
S1	<5	<100	64.0	<5	6057	50.0	<5	<5	<5	<2	<50	1.00	24.0	<1000	<10	<1	<5	<10	<20	1740	111	<5	158	4405	<2	139	<2	<50
S2	<5	<100	258	<5	5208	40.0	<5	<5	5	6	<50	2.00	11.0	<1000	<10	<1	12	<10	<20	5722	116	6.00	206	4353	<2	89.0	<2	500
S3	<5	<100	<50	<5	3327	37.0	<5	<5	<5	<2	<50	1.00	<10	<1000	<10	<1	5	<10	<20	1132	71.0	<5	111	<4000	<2	23.0	\diamond	<50
S5	< 0.5	<10	8.0	< 0.5	527	39.1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.2	<5	<0.1	2.00	<100	<1	< 0.1	< 0.5	2	<2	341	13.9	< 0.5	20.0	4067	1.6	16.0	< 0.2	<5
S6	< 0.5	2.87	14.5	< 0.5	1.56	28.0	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.2	<5	0.20	-	4.58	<1	< 0.1	0.11	-	<2	-	31.8	0.12	-	-	-	-	< 0.2	<5
1	<5	<100	67.0	<5	8906	51.0	<5	<5	<5	<2	<50	2.00	<10	<1000	<10	<1	9.00	<10	<20	3375	159	<5	226	4152	<2	68.0	<2	<50
2	<5	<100	59.0	<5	10590	57.0	<5	<5	<5	<2	<50	2.00	<10	<1000	<10	<1	24.0	<10	572	4137	165	<5	270	4973	<2	<20	<2	<50
3-45 m	<5	4.89	2.14	<5	1.66	24.3	<5	<5	<5	<2	<50	0.15	<10	115	<10	<1	37.6	<10	<20	-	21.7	0.08	-	-	<2	<20	\diamond	<50
3-52 m	<5	3.70	16.4	<5	3.06	31.0	<5	<5	<5	<2	<50	0.40	<10	88.6	<10	<1	25.0	<10	<20	-	46.4	0.14	-	-	<2	<20	\diamond	<50
5	< 0.05	0.20	0.13	< 0.05	0.01	2.45	< 0.05	< 0.05	-	-	<5	0.10	-	35.4	<1	< 0.1	26.1	-	-	-	0.12	0.06	-	-	-	-	< 0.2	-
6	< 0.05	3.44	1.53	< 0.05	0.18	7.47	< 0.05	< 0.05	-	-	<5	0.10	-	66.1	<1	< 0.1	3.03	-	-	-	4.00	0.04	-	-	-	-	< 0.2	-
7	< 0.05	0.27	0.26	< 0.05	0.04	2.39	< 0.05	< 0.05	-	-	<5	0.10	-	354	<1	< 0.1	44.6	-	-	-	0.60	0.03	-	-	-	-	< 0.2	-
8	< 0.05	6.23	0.80	< 0.05	0.04	3.44	< 0.05	< 0.05	-	-	<5	0.10	-	9.27	<1	< 0.1	2.10	-	-	-	14.4	0.05	-	-	-	-	< 0.2	-
9	< 0.05	6.00	1.00	< 0.05	38.0	47.8	< 0.05	< 0.05	0.11	0.02	7.20	0.01	7.70	47.0	<1	< 0.1	5.61	0.60	0.30	26.20	1.20	0.10	1.20	3815	1.92	4.10	< 0.2	10.7

Tabella 3 - Composizione chimica (in μ g/L) delle acque. n d = non determinata.

delle acque sono state svolte presso i laboratori del CNR-IGG, seguendo le procedure standard: (a) cromatografia ionica per la determinazione dei cationi e degli anioni, (b) titolazione volumetrica per la stima dello ione bicarbonato, (c) spettrometria di massa con sorgente al plasma per la determinazione dei metalli, degli elementi in traccia e degli isotopi.

L'accuratezza delle analisi chimiche è stata verificata attraverso le condizioni di elettroneutralità (EN), risul-

tante dalla somma algebrica delle cariche positive e negative degli ioni contenuti in soluzione.

Per definire le potenziali aree di ricarica sono state condotte analisi isotopiche (δD , $\delta 18O$ e trizio) sui campioni di acqua ed i cui risultati sono riportati in Tab. 3.

Le attività del trizio (³H) e ¹⁴C del carbonio inorganico disciolto nell'acqua sono state utilizzate per stimare l'età delle acque. La concentrazione di ³H è stata determinata mediante spettrometria di massa a plasma accoppiato induttivamente (Tab. 1); diversamente, la concentrazione di ¹⁴C è stata determinata mediante spettrometria di massa con acceleratore presso il Centro di Datazione e Diagnostica (CEDAD) dell'Università del Salento (Italia). I risultati sono riportati nella Tab. 3, espressi sia come età apparente non corretta BP sia come carbonio moderno di percentuale (pmc).

Per definire l'origine del solfuro di idrogeno è stato determinato l'isotopo ³⁴S (acque termali campionate nei pozzi 2 e 4) nel solfato disciolto e nel solfuro. Questa analisi è stata effettuata mediante spettrometria di massa presso il laboratorio Earth & Environmental Sciences Department (Università di Waterloo, Canada). Infine, l'arricchimento isotopico – pari a $\delta^{34}S_{solfato} - \delta^{34}S_{solfuro}$, è stato definito seguendo la metodologia proposta da Wynn *et al.* (2010).

ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

La Fig. 3 mostra la carta geologica redatta per l'area di studio, dove affiorano successioni carbonatiche mesozoiche di piattaforma, localmente ricoperte in discordanza da successioni carbonatiche paleogenico-mioceniche. Queste ultime sono a loro volta coperte da sedimenti pliocenici.

La successione mesozoica (Formazione del Calcare di Altamura riferita al Cretaceo superiore; Ricchetti *et al.*, 1988), spessa intorno a 600 m (Ricchetti *et al.*, 1988) è costituita da calcari bianchi compatti con livelli fossiliferi talora associati a calcari dolomitici. Questa formazione geologica rappresenta la parte affiorante del substrato carbonatico dell'avampaese apulo, perforato fino alla profondità di circa 4500 m, (pozzo Ugento 1, VIDEPI Project, 2009) a circa 35 km a Sud-Ovest dell'abitato di Santa Cesarea Terme (Fig. 1).

Le successioni oligoceniche sono rappresentate dai Calcari di Castro (calcari bioclastici stratificati e calcari organogeni in corpi massicci con facies di scogliera; Pomar et al., 2014) e dalle Calcareniti di Porto Badisco (calcareniti, calciruditi bioclastiche poco cementate e calcari organogeni; Bosellini et al., 1999; Pomar et al., 2014). I depositi miocenici (Calcareniti di Andrano) sono associabili a calcari detritici, calcari bioclastici e calcilutiti (Bosellini et al., 1999; Pomar et al., 2014). Infine le formazioni plio-pleistoceniche (Bossio et al., 2005) sono costituite da calcareniti e calcisiltiti fossilifere, a diagenesi incompleta (Sabbie di Uggiano) e dalle calcareniti grossolane avanagiallastre e calcari detritico-organogeni compatti (Calcareniti del Salento). Le Calcareniti del Salento si sarebbero depositate in un ambiente tettonicamente attivo come testimoniano gli slumps e le strutture tettoniche sinsedimentarie rilevate all'interno dei loro depositi (Santaloia et al., 2016).

L'area di studio mostra caratteri strutturali sostanzialmente riconducibili alla formazione delle Serre Salentine: s'individuano infatti una serie di alti (ad es. alti di Cerfignano-Santa Cesarea Terme e di Castro Marina in Fig. 3) e bassi strutturali (ad es. depressioni di Vitigliano, Porto Miggiano e Porto Badisco in Fig. 3) disposti secondo una geometria a gradinata, e delimitati da importanti faglie, orientate NO-SE (Fig. 3). Queste faglie, a giacitura subverticale, presentano cinematica diretta o transtensiva sinistra (Santaloia et al., 2016). Tra queste faglie annoveriamo la Faglia degli Archi (Fig. 4) e quella del Porto di Castro Marina (Fig. 5) e che delimitano, rispettivamente, i bordi sud-occidentali degli altri strutturali di Cerfignano-Santa Cesarea Terme (definito come Alto SCT) e del Porto di Castro Marina (denominato come Alto di Castro), come mostrato in Fig. 3. In particolare, la Faglia del Porto di Castro Marina disloca sia le successioni carbonatiche oligo-pleistoceniche (Calcari di Castro e Calcareniti del Salento in Fig. 3) che le brecce quaternarie (Fig. 3 e 5). La zona di danneggiamento di questa faglia è spessa all'incirca 8 m e presenta sia fratture coalescenti tra loro, con giaciture coerenti con la geometria ed il cinematismo della faglia, che una breccia cataclastica (Fig. 5), costituita da elementi carbonatici in cemento calcareo (Santaloia et al., 2016). I principali indicatori cinematici sono costituiti da solchi e strie oblique sia lungo il piano di faglia principale che su superfici secondarie all'interno della cataclasite (Santaloia et al., 2016). L'Alto SCT è fittamente dissecato da una serie di faglie alla mesoscala (Fig. 3), disposte parallelamente alle faglie bordiere.

Faglie ad orientazione N-S, e subordinatamente E-O, dislocano le Calcareniti del Salento affioranti nell'area costiera di Porto Miggiano (Fig. 3). Sono faglie subverticali, con vene di calcite e fasce cataclastiche cementate, caratterizzate da cinematica trascorrente o transtensiva sinistra (Santaloia *et al.*, 2016).

Considerando i cinematismi, i rapporti geometrici tra i sistemi di faglia NO-SE e N-S e l'età delle strutture (es. la Faglia di Castro Marina disloca le brecce continentali quaternarie), si può ritenere che il sistema di faglie sia stato contemporaneamente attivo dopo il Pleistocene.

Con riferimento al fondale marino antistante all'area d'interesse, le linee sismiche (ViDEPI Project, 2009) evidenziano la dislocazione della piattaforma carbonatica mesozoico-terziaria secondo faglie con una importante componente verticale di movimento (Mocnik, 2008; Roveri *et al.*, 2014; Del Ben *et al.*, 2015), in accordo con quanto osservato sulla terraferma. Diversi terremoti sono stati registrati a 60-120 km a largo della costa di Santa Cesarea Terme (Fig. 6), tra cui quello del 1743 (Favali *et al.*, 1990) e quelli più recenti del 1974 e del 2008 con magnitudo rispettivamente pari a 4.9 e 2.9 e meccanismi focali trascorrenti (INGV, 2006; Mocnik, 2008; Di Bucci *et al.*, 2011), ad indicare, pertanto, l'attività di queste strutture e quindi la presenza di processi cinematici che mantengono efficiente la permeabilità.

CARATTERI IDROGEOLOGICI

Uno specifico studio idrogeologico ha permesso di realizzare la carta dei complessi idrogeologici sulla base dalle caratteristiche di permeabilità dei litotipi affioranti (Fig. 7). Inoltre alcune informazioni idrogeologiche sono state ricavate anche dalle schede tecniche dei pozzi censiti nel territorio. Come mostrato in Fig. 7, le successioni calcaree pre-neogeniche afferiscono allo stesso complesso idrogeologico (elevato grado di permeabilità per carsismo e fratturazione).

I depositi miocenici sono caratterizzati da un piccolo grado di permeabilità, a cui seguono le calcareniti pliopleistoceniche con un elevato grado di permeabilità e quelle pleistoceniche caratterizzate da un grado medio di permeabilità (Zuffianò *et al.*, 2013; Polemio *et al.*, 2014).

Il processo carsico, la cui evoluzione spaziale è spesso condizionata dai sistemi di faglie (Ardizzone *et al.*, 2012; Pepe e Parise, 2013), avrebbe determinato un aumento rilevante della permeabilità secondaria negli ammassi carbonatici presenti nell'area creando zone preferenziali per l'infiltrazione e circolazione in profondità dell'acqua piovana, nonché definendo vie preferenziali per la risalita di fluidi profondi caldi e più salini rispetto all'acqua meteorica. In profondità ad esempio in corrispondenza della successione carbonatica pre-neogenica, caverne, orizzonti fessurati e carsificati si alternano quindi a strati maggiormente compatti (Cotecchia *et al.*, 2005; Romanazzi *et al.*, 2015), come rilevato anche durante la perforazione del pozzo 4 (Pozzo VIGOR in Tab. 1).

La circolazione idrica sotterranea del territorio salentino può essere schematizzata considerando la presenza di due distinte tipologie di falde idriche sotterranee, una superficiale ed una profonda. La falda superficiale, freatica, si rinviene soltanto a luoghi, a piccola profondità dal piano campagna, frazionata in più livelli nella successione neogenico-quaternaria. Essa è per lo più localizzata in corrispondenza delle aree topograficamente più depresse, laddove sedimenti permeabili poggiano su depositi poco permeabili. La falda idrica profonda, circolante nelle rocce carbonatiche del substrato oligo-mesozoico, fluisce in condizioni freatiche in prossimità della costa; lontano dalla costa essa può essere a luoghi in pressione all'interno della medesima formazione carbonatica, per effetto del carico derivante dai litotipi quaternari posti a tetto (Zuffianò et al., 2013). La quota del livello statico della falda profonda corrisponde per lo più a quella del mare in prossimità dell'area costiera mentre tende ad approfondirsi verso l'interno (pozzo 14: 42,06 m dal boccapozzo pari a -0,15 m sul livello medio del mare).

Di seguito si tratterà unicamente della falda profonda, intercettata dai pozzi perforati nell'area di studio e di prevalente interesse per lo studio geotermico delle sorgenti ipotermali di Santa Cesarea Terme.



Figura 6 – Terremoti storici e strumentali avvenuti nell'Appennino centro-meridionale (M>4); la dimensione dei quadrati e proporzionale alla magnitudo derivata dai dati di intensità (da Di Bucci *et al.*, 2011).



Figura 7 - Carta dei complessi idrogeologici schematica. Legenda: 1) limi argillosi a basso grado di permeabilità, 2) brecce carbonatiche oloceniche di medio-alto grado di permeabilità, 3) calcari detrito-organogeni pleistocenici di medio grado di permeabilità, 4) calcareniti plio-pleistoceniche ad elevato grado di permeabilità, 5) calcilutiti mioceniche a basso grado di permeabilità, 6) calcari pre-neogenici permeabili per carsismo e fratturazione, 7) sorgenti termali (S1-Fetida, S2-Solfurea, S3-Gattulla, S4-Solfatara; da Polemio *et al.*, 2012, modificato).

Come avviene nelle aree costiere, l'acqua della falda profonda, dolce, fluisce su quella di intrusione marina, salina e quindi più densa. Il passaggio tra i due corpi idrici, a diversa densità, avviene gradualmente attraverso una zona di transizione a salinità crescente dall'alto verso il basso. Nell'area in esame, la salinità (residuo fisso indicato come TDS nel seguito), passa quindi da meno di 0,5 g/L, per l'acqua di falda, a 40 g/L, per l'acqua marina (Cotecchia, 1977; Cotecchia *et al.*, 2005; Polemio *et al.* 2009). Il passaggio avverrebbe intorno ai 150 m sotto il livello del mare (Cotecchia *et al.*, 2005; Romanazzi *et al.*, 2015).

La Fig. 8a riporta la distribuzione del carico potenziometrico della falda profonda determinata per l'area di studio. Essa evidenzia la diminuzione del carico, pari a circa 2 m, in direzione Sud-Est, verso la costa. Come per l'intero acquifero salentino, la falda profonda fluisce dalle zone interne, dove la ricarica è maggiore verso le zone costiere (Cotecchia *et al.*, 2005; Romanazzi *et al.*, 2015).

Con riferimento alle acque fredde campionate nell'area intorno alle sorgenti termali (area di dettaglio nella Fig. 8a; Tab. 1), le temperature variano tra 16°C e 20°C (Fig. 8b), la conducibilità elettrica, misurata a 25°C, è minore di 3.6 mS/cm (Fig. 8c), il TDS è generalmente inferiore a 500 mg/L mentre Eh varia da 80 a -39 mV (Fig. 8d). Le acque termali invece mostrano temperatu-



Figura 8 - Attività di monitoraggio realizzata in Giugno 2012 e in Giugno 2014 solo per il pozzo 4 (da Santaloia *et al.*, 2016 modificata): mappa della superficie piezometrica (acquifero carbonatico, m slm; a); distribuzione della temperatura (°C, b), della conducibilità elettrica (mS/cm a 25 °C, c) e del potenziale redox (mV, c).





Figura 9 - Profili multiparametrici nei pozzi termali 1 (a) e 4 (b), dati da Santaloia et al. (2016).





re maggiori (22°-33°C) con TDS fino a 5 mg/L, e carichi potenziometrici lievemente maggiori rispetto a quelli dei pozzi freddi limitrofi (1 m per pozzo 4 e 0.6 m per pozzo 7, entrambi rispetto al livello medio del mare).

La temperatura, il livello idrico e la portata delle sorgenti termali della Gattulla e della Fetida variano con il tempo. Il livello idrico aumenta al diminuire della temperatura per entrambi le sorgenti (Santaloia *et al.*, 2016) mentre le portate sono state pari a 0.283-0.312 m³/s per la Fetida e a 0.0014-0.0097 m³/s per la Gattulla. Queste variazioni sono probabilmente legate al fenomeno di marea, come avevano già rilevato Visintin (1944) e Calò e Tinelli (1995).

Infine, i profili multiparametrici (Fig. 9) mostrano come i diversi parametri riportati nei grafici variano con la profondità. Alla profondità di 138 m dal piano campagna all'interno del pozzo 1, la temperatura e la conducibilità elettrica aumentano repentinamente mentre il redox diminuisce velocemente (Fig. 9a). Le variazioni dei parametri sembrano essere meno repentine nel pozzo 4 (Fig. 9b).

COMPOSIZIONE GEOCHIMICA DELLE ACQUE SOTTERRANEE

Nelle acque termali gli ioni alcalini (Na⁺ e K⁺) prevalgono rispetto agli ioni alcalino-terrosi (Ca²⁺ e Mg²⁺) mentre tra gli anioni lo ione cloruro è maggiore sia dello ione solfato che di quello bicarbonato (Tab. 2).

Dal diagramma di Langelier-Ludwing (Fig. 10a), si rileva come la composizione delle acque sotterranee fredde, rappresentata dal campione 5, ricada nel campo delle acque bicarbonato-calciche mentre quella delle acque termali (campioni 1 e 2) si collochi in quello delle cloruratoalcaline. I restanti campioni di acqua presentano un grado di mescolamento differente tra le acque fredde, quelle termali e quella del mare (campione 10 in Fig. 10a). Detti processi di mescolamento sono particolarmente evidenti per le acque campionate a diverse profondità nel pozzo 4 (Fig. 10b): il campione più superficiale (4-125) ha il tracciato geochimico di un'acqua dolce debolmente mescolata con acqua di mare mentre la composizione geochimica del campione più profondo (4-300) è quella di un'acqua termale, simile al campione 1 (Fig. 10b). Il campione intermedio (4-151 in Fig. 10b) è caratterizzato da un elevato grado di mescolamento con acqua di mare.

Con riferimento ai costituenti secondari, le acque termali registrano elevate concentrazioni di ione Li+, Sr^{2+} , B^{3+} e Br^{-} (Tab. 3). Il valore di riferimento del boro nell'acqua di mare (pressoché costante) è di 4.6 mg/L (White, 1957; Kharaka e Hanor, 2003), il rapporto B/Br calcolato per i campioni d'acqua termale (78.81 μ g/L e 86.10 μ g/L per i campioni 1 e 2, rispettivamente) risulta maggiore dello stesso rapporto che caratterizza l'acqua di mare (campione 10: 48.83 μ g/L) e dell'acqua dolce (campione 5: $0.08 \,\mu$ g/L). Diversamente, il rapporto Cl/Br per le acque termali è pari a 211.71-198.12 mg/L, risulta quindi inferiore al valore dell'acqua di mare (248.10 m/L) e paragonabile a quello dell'acqua dolce (203.45 mg/L). Le acque termali mostrano inoltre valori più elevati dei rapporti Sr/Ca+Mg e Li/Cl rispetto alle acque fredde (Santaloia et al., 2016).

I contenuti degli isotopi dell'idrogeno (δD) e dell'ossigeno ($\delta^{18}O$) calcolati per i diversi campioni di acqua sono riportati nel grafico di Fig. 12a, insieme alla retta d'interpolazione (nota come linea locale, corrispondente alla linea tratteggiata nel diagramma δD - $\delta^{18}O$) e alle rette di riferimento delle precipitazioni meteoriche (retta GMWL, quella mondiale, con $\delta D = 8 \times \delta^{18}O+10$, Craig, 1961; retta MMWL, valida per il Mediterraneo, con $\delta D = 8 \times \delta^{18}O+20$, Gatt and Carmi, 1970). In base al



Figura 11 – a) Diagramma Binario δD - $\delta^{18}O$ (dati da Zuffianò *et al.*, 2013 e da Santaloia *et al.*, 2016); b) Intervalli dei valori di $\delta^{34}S$ e $\delta^{18}O$ dei solfati di varia provenienza disciolti nelle acque sotterranee confrontati con i campioni di acqua termale di Santa Cesarea Terme (Santaloia *et al.*, 2016; Claypool *et al.*, 1980; Utrilla *et al.*, 1992; Clark e Fritz, 1997; Palmer *et al.*, 2004; Gunn *et al.*, 2006).

contenuto isotopico, s'individuano quindi tre gruppi di campioni d'acqua (Fig. 11). Il primo gruppo comprende i campioni di acqua fredda (campioni 5-9) rappresentativi dell'acquifero salentino; essi registrano modesti contenuti isotopici, interposti tra le due rette meteoriche (GMWL e MMWL), i quali indicano quote di alimentazione delle acque molto basse, inferiore ai 500 m s.l.m. (Minissale & Vaselli, 2011). Il secondo gruppo include i campioni d'acqua termale (campioni 1 e 2) situati a destra della linea locale, contraddistinti da elevati valori di δD e di δ¹⁸O, simili a quelli dell'acqua di mare di Santa Cesarea (campione 10), con un debole arricchimento in ¹⁸O rispetto al campione d'acqua marina. Tale arricchimento è probabilmente dovuto ad un processo di evaporazione a cui le acque termali sono sottoposte (Santaloia et al., 2016). Infine, le acque delle sorgenti termali (campioni S1, S2, S3 e S4 in Fig. 11a) mostrano valori di δD e $\delta^{18}O$ intermedi fra il valore tipico meteorico (campioni 5-9) e quello marino, suggerendo quindi il verificarsi di un processo di mescolamento tra acque sotterranee dolci, acque termali e acque marine (Santaloia et al., 2016).

Come si evince dalla Tab. 1, le acque termali hanno contenuti in trizio meno elevati delle acque marine attuali (2.2 TU; Sivan *et al.*, 2005), testimoniando quindi un apporto di questo isotopo da parte di acque circolanti in profondità ed aventi un'età superiore a 50 anni (acqua sotterranea pre-moderna in accordo con Clark *et al.*, 1997). Per i campioni di acqua fredda si rilevano contenuti in trizio fino a 5 TU (Tab. 1), suggerendo così una loro ricarica recente (Santaloia *et al.*, 2016). Analoghe considerazioni scaturiscono dai risultati ottenuti dalle datazioni radiometriche dei campioni d'acqua: le acque termali sono risultate essere più antiche delle acque fredde (Tab. 1).

Infine, la Fig. 11b riporta i valori dei rapporti isotopici δ³⁴S e δ¹⁸O nei solfati disciolti e misurati nei campioni delle acque termali insieme agli stessi rapporti isotopici misurati nelle acque sotterranee di diversi ambienti (Claypool et al., 1980; Utrilla et al., 1992; Clark e Fritz, 1997; Gunn et al., 2006). Questo grafico indica che i solfati di Santa Cesarea Terme sono compatibili con acque che abbiano interagito con sedimenti evaporitici del Miocene e che, nel nostro caso, possono essere collegati alla successione messiniana riconosciuta nel fondale marino antistante l'area in esame (Santaloia et al., 2016). Inoltre il fattore di arricchimento dell'isotopo, pari a 46,12 %0, indica una successiva riduzione batterica del solfato disciolto (BSR; Wynn et al, 2010). Questo dato suggerisce una temperatura del reservoir geotermico di 80-110°C (Machel, 2001; Santaloia et al., 2016).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Alla luce dei dati idrogeologici ed idrogeochimici ottenuti nel corso delle attività svolte durante il progetto VIGOR, è possibile evidenziare come l'anomalia termica nel territorio costiero di Santa Cesarea Terme, sia circoscritta (Fig. 8). Essa si estende al massimo per un Km lungo costa e per meno di due Km nell'entroterra. Questa zona ricade nella porzione dell'alto di SCT maggiormente dislocata dalle faglie NO-SE (Fig. 3), subverticali e transtensive. Tali faglie si estendono verso mare (Del Ben *et al.*, 2015) e alcune di esse sono considerate sismicamente attive (INGV, 2006; Fig. 7).

Nel sottosuolo di quest'area costiera sono presenti tre tipi di acqua, tra loro interagenti (Figure 8-11a): acqua dolce di falda, acqua salmastra o salina di intrusione marina e acqua termale (Zuffianò *et al.*, 2016). La prima è l'acqua della falda acquifera profonda presente nei carbonati oligo-mesozoici, alimentata dalle piogge ed intercettata dal pozzo 5. La seconda è un acqua di falda che ha subito un mescolamento con l'acqua marina di intrusione continentale (campioni 9, 8, 7, 6, 4-125, 4-151 in Fig. 10 e 11a). L'ultimo tipo d'acqua corrisponde al fluido geotermico, il mezzo che trasporta il calore dalla profondità fino in superficie ed intercettato dai pozzi 1, 2 e 4 (campione 4-300). Le acque delle sorgenti termali costituiscono il prodotto ultimo dell'interazione tra l'acqua termale con gli altri due tipi di acque (Fig. 10 e 11a).

Le acque dolci di falda (meno dense) sono pertanto sostenute alla base da acque salate di origine marina (più dense), penetrate nell'entroterra. La miscibilità tra loro è tale che esiste una zona di mescolamento tra le due acque (zona di transizione). Se il bacino di alimentazione delle sorgenti termali fosse nell'entroterra, l'acqua piovana dovrebbe infiltrarsi a notevoli profondità per potersi "riscaldare" e quindi dovrebbe attraversare le zone con acqua salmastra e/o salata. Questo fenomeno sembra irrealistico tenendo presente che le acque dolci hanno una densità minore rispetto a quella delle acque salate.

Considerando i caratteri geologici ed idrogeologici del territorio, insieme a quelli geochimici delle acque sotterranee circolanti nel suo sottosuolo, si ritiene che le sorgenti delle acque sulfuree di Santa Cesarea derivino da una circolazione profonda nel sottosuolo del Mare Adriatico. La Fig. 12 mostra uno schema geologico-idrogeologico concettuale del sistema geotermico di Santa Cesarea Terme desunto dai dati fino ad oggi conseguiti. Esso mostra uno dei possibili percorsi del fluido geotermico dall'area di ricarica (fondale marino) fino alla zona di emergenza in corrispondenza delle grotte carsiche costiere, che avverrebbe in un intervallo temporale all'incirca di 20000 anni come dedotto dai dati geocronologici. Le acque marine s'infiltrerebbero quindi in profondità lungo fasce a maggiore permeabilità, corrispondenti alle zone di deformazione di faglie transtensive. Penetrando in profondità esse si riscaldano grazie al gradiente geotermico (sorgente di calore del sistema geotermico). Durante il loro percorso, le acque marine hanno interagito con i sedimenti olocenico-pliocenico, i depositi messiniani ed i sottostanti carbonati oligo-mesozoici, arricchendosi, per esempio, in calcio, solfato, boro, litio e solfuro (Santaloia et al., 2016). Infatti, il fluido geotermico ha attraversato depositi argillosi, ricchi in sostanza organica come indicato dai contenuti in Br e B (Martin et al., 1993; Kharaka &



Fig. 12 – Modello concettuale (non in scala) delle relazioni tra strutture e circolazione del fluido nella zona di Santa Cesarea Terme. L'acqua di mare è canalizzata in profondità (frecce blu) attraverso le zone di faglia che interessano il fondo marino fino alla piattaforma carbonatica, interagendo principalmente con le evaporiti del Messiniano e i calcari del Mesozoico-Oligocene (da Santaloia *et al.*, 2016).

Hanor, 2003). L'interazione con depositi ricchi di minerali argillosi sarebbe stata efficace dato l'elevato contenuto in Li⁺ misurato nei campioni di acqua termale (White, 1957; You *et al.*, 1333; Edmunds & Smedley, 2000).

Considerando il gradiente geotermico della zona in esame, ed una temperatura di circa 80-85° per l'acqua, le profondità a cui si può collocare il serbatoio potenziale è di 2-3 km (Fig. 12). Una volta infiltratasi, aumentando la temperatura per conduzione ed interagendo con le rocce, l'acqua marina diviene un fluido geotermico che, per le sue caratteristiche termiche, ha una densità minore e quindi tende a generare moti convettivi. I fluidi caldi in rapida risalita, in corrispondenza delle discontinuità tettoniche che dislocano l'alto strutturale di SCT, raggiungono la superficie mantenendo sostanzialmente elevata la loro temperatura.

Secondo lo schema geologico ed idrogeologico proposto, l'energia termica del sistema geotermico di SCT è considerata rinnovabile nel quadro di uno sfruttamento che tenga conto della potenzialità del sistema. Questa energia potrebbe quindi essere utilizzata non solo per potenziare le attività termali già presenti nel territorio ma anche per l'installazione d'impianti per il riscaldamento di edifici (pubblici e privati) o impianti, ad esempio, per l'essiccazione della pasta. In quest'ottica, sempre all'interno del Progetto VIGOR, sono stati svolti studi di fattibilità tecnico/economica per lo sviluppo di un progetto impiantistico per la realizzazione di due impianti a pompa di calore geotermica in grado di alimentare due distinti processi di essiccazione della pasta: uno artigianale a bassa temperatura (T = 60° C) ed uno industriale ad alta temperatura (T=120°C; AA.VV., 2014; Bruno et al., 2016).

Tale potenziamento potrebbe scaturire solo da una validazione fisica del modello concettuale proposto, mediante una modellazione numerica del sistema geotermico (ricarica-circolazione-emergenza), e che permetterebbe di definire anche la concreta rinnovabilità e la sostenibilità della risorsa geotermica.

RINGRAZIAMENTI

L'attività è stata realizzata nell'ambito del progetto VIGOR (Valutazione del potenziale Geotermico delle regiOni conveRgenza), all'interno del Programma Operativo Interregionale "Energie Rinnovabili e risparmio energetico" finalizzato alla valutazione del potenziale geotermico in quattro regioni del sud Italia.

Gli autori ringraziano: Il Dr. Piezzo del MiSE-DGEN-RE (Direttore generale del Dipartimento per l'energia nucleare, le energie rinnovabili e l'efficienza energetica del Ministero dello Sviluppo Economico), il Dr. Brugnoli, ex direttore del CNR-DTA (Consiglio Nazionale delle Ricerche, Dipartimento di Scienze del Sistema Terra e Tecnologie per l'Ambiente) ed il coordinatore del progetto VI-GOR, Dr.ssa Manzella del CNR-IGG (Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Geoscienze e Georisorse).

Un particolare ringraziamento va al Direttore generale delle Terme di Santa Cesarea Dr. Luigi Guida per aver dato la disponibilità ad effettuare la serie di rilievi necessari a realizzare lo studio geologico e idrogeologico, all'Ing. Mario Cursano per la sua disponibilità e agli operai delle Terme per il costante sostegno mostrato.

Un ringraziamento va inoltre fatto ai cittadini per aver messo a disposizione i pozzi per il campionamento delle acque.

BIBLIOGRAFIA

ARDIZZONE F., BARNABA F., BASSO A., CASARANO D., DRA-GONE D., GIORNETTI L., LIMONI P.P., LIOTTA D., LOLLINO P., PAGLIARULO R., PALLADINO G., PARISE M., POLEMIO M., ROMANAZZI A., TRIZZINO R., WASOWSKI J., ZUFFIANÒ L.E., RIZZO E., MINISSALE A., MONTANARI D., MONTEGROSSI G., MUSSI M., CARDELLICCHIO N., ALDIGHIERI B., DE FRANCO R. (2012) – Rapporto Di Fattibilità Tecnica 1: Area Di Studio Santa Cesarea Terme. Progetto Vigor, All, 3, 37 pp.

BIGINELLI F. (1899) – Acque e fanghi delle Grotte di S. Cesaria. Ann. Fram. Chim. Bio.

BOSELLINI A., BOSELLINI F.R., COLALONGO M.L., PARENTE M., RUSS A., VESCOGNI, A. (1999) – Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to Santa Maria di Leuca (Apulia, southern Italy). Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafica 105 (3), 397–416.

Bossio A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (2005) – Stratigrafia del Neogene e Quaternario del Salento sud-orientale (con rilevamento geologico alla scala 1:25.000). Geologica Romana 38, 31–60.

DI BUCCI D., CAPUTO R., MASTRONUZZI G., FRACASSI U.,

SELLERI G., SANSO P. (2011) – Quantitative analysis of extensional joints in the southern adriatic foreland(Italy), and the active tectonics of the apulia region. J. Geodyn. 1–2, 141–155.

CALÒ G. (1993) – Accertamenti Idrogeologici relative al nuovo pozzo Terme ed al nuovo pozzo di monitoraggio. Comune di S.ta Cesarea Terme Lecce, (Rapporto Interno).

CALÒ G., TINELLI R. (1995) – Systematic hydrogeological study of a hypothermal spring (S. Cesarea Terme, Apulia), Italy. Journal of Hydrology 165, 185–205.

CLARK I.D., FRITZ P. (1997) – Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, Boca Raton, FL.

CLARK W.B., JENKINS W.J., TOP Z. (1997) – Determination of tritium by mass spectrometric measurements. Journal of Applied Radioactive Isotopes 27, 515-522.

CLAYPOOL G.E., HOLSER W.T., KAPLAN I.R. (1980) – The age curves of sulfur and oxygenisotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Chem. Geol. 28,199–260.

CNG (CONSIGLIO NAZIONALE GEOLOGI) E UGI (UNIONE GEOTERMICA ITALIANA) (2008) - Aree di interesse geotermico prioritario e percentuale dei territori con fluidi geotermici presenti nel territorio. La Geotermia in Italia.

COTECCHIA V. (1977) – Studi e ricerche sulle acque sotterranee e sull'intrusione marina in Puglia (Penisola Salentina). Quaderni dell'Istituto di ricerca sulle acque, Consiglio nazionale delle ricerche, pp. 345.

COTECCHIA V., GRASSI D., POLEMIO M. (2005) – Carbonate aquifers in Apulia and seawater intrusion: Giornale di Geologia Applicata, v. 1, no. Some Engineering Geology case histories in Italy, Special Issue for 32nd IGC, Florence, 2004, 219–231. CRAIG H. (1961) – Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702–1703.

DEL BEN A., MOCNIK A., VOLPI V., KARVELISCA P. (2015) – Old domains in the South Adria plate and their relationship with the West Hellenic. Journal of Geodynamics 89, 15–28.

BRUNO D.E., LOMBARDO G., DI SIPIO E., GALGARO A., D'ARPA S., DESTRO E., PASSARELLA G., BARCA E., URICCHIO V.F., MANZELLA A. (2016) – Mo.nalis.a: a methodological approach to identify how to meet thermal industrial needs using already available geothermal resources. Energy Efficiency. DOI 10.1007/s12053-016-9481-4.

DELLA VEDOVA B., BELLANI S., PELLIS G. SQUARCI P. (2001) – Deep temperatures and surface heat flow distribution. In: Vai G.B. and Martini L.P. (Ed.), Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins. KluwerAcademic Publishers, pp 65–76.

DI BUCCI D., CAPUTO R., MASTRONUZZI G., FRACASSI U., SELLERI G. SANSÒ P. (2011) – Quantitative Analysis of Exten-sional Joints in the Southern Adriatic Foreland (Italy), and the Active Tectonics of the Apulia Region. Journal of Geodynamics 51, (1-2), 141–155.

EDMUNDS W.M., SMEDLEY P.L. (2000) – Residence time indicators in groundwater: the East Midlands Triassic sandstone aquifer. Applied Geochemistry 15, 737–752.

FAVALI P., MELE G., MATTIETTI G. (1990) – Contribution to the study of the Apulian microplate geodynamics. Memorie della Societa Geologica Italiana 44, 71–80.

GATT J.R., CARMI I. (1970) – Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. Journal of Geophysical Research 75, 3032–3048.

Gunn J, Bottrell S.H., Lowe D.J., Worthington S.R.H. 2006. Deep groundwater flow and geochemical processes in limestone aquifers: evidence from thermal waters in Derbyshire, England, UK. Hydrogeological Journal 14, 868–881.

INGV (2006) – Mappa di pericolosità sismica di riferimento per il territorio nazionale. In: OPCM 28 aprile 2006, n. 3519, Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone, All. 1b, G.U. n. 108 del 11 maggio 2006, Roma.

KHARAKA Y.K., HANOR J.S. (2003) – Deep Fluids in the Continents: I. Sedimentary Basins. Treatise on Geochemistry 5 (9), 1–48

MACHEL H.G. (2001) – Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings - old and new insights. Sedimentary Geology 140, 143–175.

MAGGIORE M., PAGLIARULO P. (2004) – Circolazione idrica ed equilibri idrogeologici negli acquiferi della Puglia. Geologi e territorio 1, 13–35.

MARTIN J.B., GIESKES J.M., TORRES M., KASTNER M. (1993) – Bromine and iodine in Peru margin sediments and pore fluids: implications for fluid origins. Geochimica Cosmochimica Acta 57, 4377–4389.

MILANI M. (1815) – Cenni geologici sulla Provincia di Terra d'Otranto, Napoli.

MINISSALE A., VASELLI O. (2011) – Karst springs as natural pluviometers: constraints on the isotopic composition of rainfall in the Apennines of central Italy. Appl. Geochem. 26, 838–852.

MOCNIK A. (2008) – Metodologie geofisiche integrate per la correlazione tra strutture superficiali e profonde nel Canale di Otranto. Degree Thesis, University of Trieste, 1–141.

Mongelli F., Zito G., Tramacere A., Ciaranfi N., Giaculli A. (1986) – Contributo alla mappa del flusso geotermico in Italia: nuove misure in Italia meridionale. 5° Convegno Annuale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terre Solida, Roma.

NAPPI G., DE LUCA S., VIITO E., BLEVE R., PISPICO A. (2005) – Evaluation of short-term efficacy of the sulphorous-sodium chloride-bromide-iodide water of the Santa Cesarea Terme in patients with secretory otitis media. Medicina Clinica e Termale, 18(57), pp. 73-83

PEPE M., PARISE M. (2013) – Structural control on development of karst landscape in the Salento Peninsula (Apulia, SE Italy). Acta Carsologica 43 (1), 101–114.

POLEMIO M., LIMONI P.P., LIOTTA D., PALLADINO G., ZUFFIANÒ L.E., SANTALOIA F. (2014) – A peculiar case of coastal springs and geogenic saline groundwater. Atti del Convegno "23nd Salt Water Intrusion Meeting", Husum 2014. ISBN: 978-3-00-046061-6.

Polemio M., Limoni P. P., Zuffiano' L.E., Santaloia F. (2012) – Santa Cesarea coastal thermal springs (southern Italy). In Proceedings 22nd SWIM, Armacao dos Buzios (Brazil), 17-22/06/2012 2012, p. 101-104.

POLEMIO M., DRAGONE V., LIMONI P.P. (2009) – Monitoring and methods to analyse the groundwater quality degradation risk in coastal karstic aquifers (Apulia, Southern Italy). Environmental Earth Sciences (formerly Environmental Geology) 58 (2), 299–312.

POMAR L., MATEU-VICENS G., MORSILLI M., BRANDANO M. (2014) – Carbonate rampevolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 404, 109–132.

RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F., PIERI P. (1988) – *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampaese Apulo*. Memorie della Società Geologica Italiana 41, 57–82.

ROMANAZZI A., POLEMIO M., GENTILE F. (2015) – Modelling and management of a Mediterranean karstic coastal aquifer under the effects of seawater intrusion and climate change. Environmental Earth Science 74, 115–128.

RIZZO E., CAPUTI A., GIOCOLI A., ROMANO G. PISCITELLI S., PERRONE A., VOTTA M., DE CARLO L. (2012) – Tomografie geoelettriche ad alta risoluzione (ERT): Sito di Santa Cesarea Terme. Rapporto Interno, IMAA-CNR, Progetto VIGOR, 1-14.

ROVERI M., FLECKER R., KRIJGSMAN W., LOFI J., LUG-LI S., MANZI V., SIERRO F.J., BERTINI A., CAMERLENGHI A., DE LANGE G., GOVERS R., HILGEN FRITS J., HÜBSCHER C., MEIJER P.T.H., STOICA M. (2014) – The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. Marine Geology 352, 25–58.

SANTALOIA F., ZUFFIANÒ L.E., PALLADINO G., LIMONI P.P., LIOTTA D., MINISSALE A., BROGI A., POLEMIO M. (2016) – Coastal thermal springs in a foreland setting: The Santa Cesarea Terme system (Italy). Geothermics, 64, 344-361.

SIVAN O., YECHIELI Y., HERUT B., LAZAR B. (2005) – Geochemical evolution and timescale of seawater intru-

sion into the coastal aquifer of Israel. Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (3), 579–592.

UTRILLA R., PIERRE C., ORTI F., PUEYO J.J. (1992) – Oxygen and sulphur isotope composition as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain. Chem. Geol. 102, 229–244.

V1DEPI Project (Visibility of Petroleum Exploration Data in Italy) (2009) – Visibility of petroleum exploration data in Italy. http://unmig. sviluppoeconomico.gov. it/ videpi/en/default.htm.

VISINTIN B. (1944) – Studio sull'acqua della Grotta Gattulla delle Terme demaniali di S. Cesarea. Rendiconti Istituto Superiore Sanità 7 (2).

WHITE D.E. (1957) – Magmatic, Connate, and Metamorphic waters. Bulletin of Geological Society of America 68, 1659–1682.

WYNN J.G., SUMRALL J.B., ONAC B.P. (2010) – Sulfur isotopic composition and the source of dissolved sulfur species in thermo-mineral springs of the Cerna valley, Romania. Chemical Geology 271, 31–43.

You C.F., Gieskes J.M., Chen R.F., Spivack A.J., Gamo T. (1993) – Iodide, bromide, manganese, boron, and dissolved organic carbon in interstitial of organic carbon-rich marine sediments: Observations in Nankai accretionary prism. Proc. ODP, Init. Reports, 131, 165-174.

ZEZZA F. (1980) – Le sorgenti ipotermali solfuree di Santa Cesarea Terme. Salentum, Azienda di cura, soggiorno e turismo, Santa Cesarea Terme, anno III, n. 1-2, pp. 37.

ZUFFIANÒ L.E., POLEMIO M., LIMONI P.P., SANTALOIA F. (2016) – Geochemistry of groundwater at the seawater/ freshwater interface of the Santa Cesarea thermal springs (south Italy). Rendiconti online della Società Geologica Italiana, v. 41, p. 103-106.

ZUFFIANÒ L.E., PALLADINO G., SANTALOIA F., POLEMIO M., LIOTTA D., LIMONI P.P., PARISE M., PEPE M., CASARANO D., RIZZO E., MINISSALE A., DE FRANCO R. (2013) – Geothermal resource in a foreland environment: the Santa Cesarea Terme thermal springs (Southern Italy). In: European Geothermal Congress 2013, Pisa, Italia, 3-7/06/2013, p. 101-104, ISBN: 978-2-8052-0226-1.