

**FENOMENI DI SPROFONDAMENTO E CIRCOLAZIONE DI FLUIDI
MINERALIZZATI NELL'AGRO PONTINO**

Dr.ssa Laura Compagnone

Tutor: Dr.ssa Stefania Nisio

Prefazione

Nelle aree di pianura italiane possono verificarsi fenomeni di sprofondamento naturale che danno origine a voragini sub-circolari di diametro e profondità variabile.

Negli ultimi anni questa tipologia di sprofondamento è stata oggetto di numerosi studi che ipotizzano meccanismi genetici non coincidenti con i classici schemi relativi ai processi carsici ma, a causa del notevole spessore della copertura sedimentaria, con fenomeni di erosione dal basso (deep piping): a tali fenomeni è stato dato il nome di piping sinkhole (sprofondamento improvviso connesso alla risalita di fluidi e all'erosione dal basso).

Il fenomeno più frequente dopo la formazione di un sinkhole è il processo di “annegamento” della voragine. Nella maggior parte dei casi, infatti, le acque di infiltrazione si riversano all'interno della cavità dando a questa la fisionomia di un piccolo lago di forma sub-circolare. In altri casi invece al fondo della cavità vi sono delle sorgenti che colmano rapidamente, nell'arco di pochi giorni, la voragine alimentandola perennemente.

Stabilire quali dei numerosi laghi o delle cavità asciutte presenti nelle pianure del territorio italiano possano essere considerati fenomeni di sinkhole in senso stretto è difficile e la veridicità di tali ipotesi può venire confermata solo in seguito ad indagini specifiche (ricostruzioni geologiche, sondaggi geognostici, indagini geofisiche, analisi idrogeologiche e geochimiche).

In alcuni casi però le ricerche effettuate hanno portato ad esiti positivi e ad acquisire informazioni precise circa la data e le modalità di formazione di tali sprofondamenti.

La tesi di stage della Dott.ssa Laura Compagnone è nata come approfondimento di queste tematiche. Nell'ambito di questa attività si è evidenziata la necessità di svolgere studi più approfonditi nella Pianura Pontina (LT). La Pianura Pontina è interessata da fenomeni di sinkhole in una fascia posta a ridosso del margine occidentale della dorsale lepina dove sono peraltro ubicate le sorgenti con maggiore portata.

La distribuzione dei sinkholes sembra essere influenzata dall'assetto tettonico-strutturale, essendo orientata lungo direttrici appenniniche, ma non mancano allineamenti di voragini ad andamento meridiano. Sono state approfondite le relazioni tra sorgenti minerali, circolazione di fluidi mineralizzati, strutture tettoniche e fenomeni di sprofondamento.

In dettaglio sono state analizzate le caratteristiche idrogeologiche e geochimiche di tre aree della pianura in cui sono stati individuati casi di sprofondamento e piccoli laghi di origine incerta (tra cui il caso di Doganella, 1989): l'area di Ninfa, l'area di Sermoneta e l'area di Sezze-Priverno.

Pertanto è stato svolto uno studio multidisciplinare geologico, geomorfologico, strutturale e idrogeologico. Attraverso un attento studio di testi e carte topografiche antiche presso biblioteche tecniche ed archeologiche si è risaliti all'età o all'intervallo di tempo di formazione di alcuni laghi e/o voragini.

Il lavoro che ne è scaturito è risultato ottimo, eseguito con estremo dettaglio, ed è stata la conferma reale delle correlazioni tra questi tre elementi (sorgenti minerali, faglie e sinkholes).

In definitiva i fenomeni di sprofondamento con la tipologia osservata (tipo piping sinkhole) sono eventi con radici profonde: da mettere in connessione con la circolazione di fluidi aggressivi e mineralizzati, linee tettoniche attive profonde ed incroci tra faglie.

Stefania Nisio

Riassunto

Fenomeni di sprofondamento e circolazione di fluidi mineralizzati nell'Agro Pontino

L'Agro Pontino è noto per la presenza di numerosi sprofondamenti riconducibili a fenomeni di sinkhole. Essi nella maggior parte dei casi sono stati colmati da acqua e si presentano quindi come laghetti subcircolari.

In questo lavoro vengono descritte le forme presenti in tre aree della Pianura Pontina (Doganella di Ninfa, Sermoneta e Sezze-Priverno) delle quali vengono analizzate le condizioni stratigrafiche ed idrogeologiche. Lo scopo è l'individuazione delle eventuali similitudini nei processi di formazione delle varie cavità prese in esame e la determinazione degli eventuali fattori scatenanti, quali la variazione dei livelli di falda o la variazione del chimismo delle acque.

Come metodologia di studio è stato scelto un approccio di tipo storico-bibliografico. La ricostruzione della successione degli eventi di sprofondamento nell'area è stata basata sulle testimonianze storiche e sull'analisi dei documenti cartografici rinvenuti. In alcuni casi questo ha consentito una datazione precisa degli eventi mentre in altri casi ha reso possibile stabilire un intervallo di tempo all'interno del quale collocare la formazione degli sprofondamenti.

I casi osservati si sviluppano nell'ambito di un'area caratterizzata da una complessa storia geologica, che appare oggi come una vasta depressione orientata NW-SE ed affiancata ad est dalla catena dei Lepini-Ausoni, la cui struttura prosegue al di sotto dei depositi plio-quadernari di natura continentale e vulcanica che colmano la pianura stessa, ribassata attraverso un sistema di faglie distensive. All'ultima fase distensiva si accompagna lo sviluppo di un'intensa attività vulcanica, cui fa seguito l'instaurarsi di un ambiente di tipo palustre che porta alla deposizione di notevoli spessori di materiale organico che rendono l'area soggetta ad intensa subsidenza.

Questo assetto determina la presenza di due acquiferi principali: uno carsico, rappresentato dalla struttura lepina, e uno superficiale contenuto nei terreni quadernari della Pianura Pontina. Il chimismo delle acque sorgentizie evidenzia la presenza di due principali circuiti idrogeologici: uno tipicamente carsico, che interessa il settore posto a NE della faglia bordiera che delimita la catena lepino-ausona, e l'altro a carattere idrotermale, che interessa l'area posta in corrispondenza delle grandi linee di dislocazione e quella a SW di esse, e che si realizza attraverso le grandi linee tettoniche. Ad eccezione della sorgente Ninfa, che si configura come prettamente carsica, il chimismo di queste emergenze riflette la presenza di un processo di mescolamento fra le acque dei due circuiti, la cui entità varia da

situazione a situazione in funzione delle condizioni idrodinamiche locali e dei rapporti fra le portate dei due cicli.

Dalle notizie raccolte risulta che la formazione delle cavità analizzate sia di tipo repentino, sebbene le forme tendano a evolversi e ad aumentare di dimensioni come nel caso del sinkhole di Doganella di Ninfa. Le caratteristiche chimiche e chimico-fisiche delle acque che colmano i sinkhole evidenziano la presenza di emergenze sul fondo delle cavità, messa in luce talvolta dalle differenze di temperatura fra le acque superficiali e quelle di fondo (Lago Azzurro), in altri casi dall'assenza di ristagno nonostante l'assenza di apporti da parte della falda superficiale (sinkhole di Doganella di Ninfa), in altri casi ancora dalla presenza di vere e proprie polle risorgive e di risalite di gas (Lago S. Carlo); in generale si può escludere l'alimentazione da parte delle acque superficiali sulla base della composizione chimica, che risulta caratterizzata da mineralizzazioni legate alla lisciviazione dei depositi quaternari ad opera delle acque arricchite in gas, quali CO_2 e H_2S , che risalgono attraverso le fratture del basamento carbonatico.

L'assetto geologico ed idrogeologico così delineato permette di ricondurre le forme analizzate al meccanismo di deep piping sinkhole, intendendo con questo termine il fenomeno di sprofondamento naturale in cui i processi di erosione profonda dal basso sono i principali meccanismi genetici di innesco (NISIO, 2003).

Abstract

Collapse phenomena and mineralized fluids circulation in Pontina Plain

Pontina Plain is known because of the several sinkhole collapse phenomena. These sinkholes are filled by water so they appear as subcircular lakes.

This work analyze stratigraphic and hydrogeological conditions of three Pontina Plain areas (Doganella di Ninfa, Sermoneta e Sezze-Priverno) interesting by sinkhole phenomena. The aim is to identify possible resemblance in development processes and possible breaking factors, as piezometric level or water chemistry variations.

We made storical-bibliografical research, based on hystorical and cartographical documents, to dates sinkholes formation.

Pontina Plain is carактерized by complex geological history and today it appears as a wide depression alligned NW-SE. Below continental and vulcanic plio-quaternary deposits of the plain is present the continuation of Lepini-Ausoni Mounts structure, lowered by distensive faults sistem. An intense vulcanic activity develops during the latest distensive tectonic phase and then Pontina Plain become a marshy area, with deposition of a remarkable thickness of organic matter which make this area a subsident area.

This geological setting causes the existence of two main aquifers: a carsic aquifer within Lepin structure and a superficial aquifer within Pontina Plain quaternary deposits. Springs water chemistry emphasizes the existence of two main hydrogeological circuits: a carsic circuit in the NE sector and hydrotomal circuit in the SW sector, that take place within big tectonic lines. Only Ninfa spring has a carsic chemistry, while other springs chemistry reveals mixing process between two circuits, variable on local hydrodinamic condition and on discharge of two cycles.

Collapse phenomena formation is unexpected although shapes evolve and increase their dimension, as in the Doganella di Ninfa sinkhole. Chemical and physical-chemical data reveal the presence of springs on the sinkholes bottom, sometimes by different water temperature between superficial and bottom level (Azzurro Lake), sometimes by the stagnation lack in spite of superficial spring absence (Doganella di Ninfa), sometimes by presense of gas rises (S. Carlo Lake); in general we can rule out alimentation by superficial waters upon chemical composition which suggests that quaternary deposits lisciviation by CO₂ e H₂S enriched water going up through carbonatic basaments fractures.

The geological and hydrogeological setting suggests that analyzed subsidence phenomena of Pontina Plain are deep piping sinkhole, natural subsidence phenomena carактерized by deep erosion proceeding down toward up (NISIO, 2003).

Indice Sommario

	pag.
1 – Introduzione	8
2 - I sinkhole e la circolazione idrogeologica	9
3 - Inquadramento geologico dell'area pontina	12
3.1 - Caratteri generali	12
3.2 - Depositi affioranti e dati geofisici	12
3.3 - Evoluzione tettonico-sedimentaria	16
4 - Inquadramento idrogeologico dell'area pontina	19
4.1 - Lineamenti idrogeologici	19
4.2 - Le sorgenti	24
5 - I sinkhole nella Pianura Pontina	27
5.1 - L'area di Ninfa	28
5.1.1 - Caratteristiche geofisiche dell'area di Doganella di Ninfa	29
5.1.2 - Caratteristiche geomeccaniche dell'area di Doganella di Ninfa	30
5.1.3 - Il sinkhole di Doganella di Ninfa	35
5.1.4 - Il Lago di Cotronia	39
5.2 - L'area di Sermoneta	41
5.2.1 - Caratteristiche geofisiche dell'area di Sermoneta	41
5.2.2 - Caratteristiche geomeccaniche dell'area di Sermoneta	43
5.2.3 - Gli sprofondamenti nell'area di Sermoneta	46
5.3 - L'area di Sezze-Priverno	52
5.3.1 - Gli sprofondamenti nell'area di Sezze-Priverno	54
6 - Discussione e conclusioni	61
Bibliografia	69

1 - Introduzione

Il presente lavoro ha come oggetto lo studio dei fenomeni di sinkhole della Pianura Pontina. Oltre alla descrizione delle forme, vengono analizzate le condizioni stratigrafiche ed idrogeologiche in cui si sono verificati gli sprofondamenti. Lo scopo è l'individuazione delle eventuali similitudini nei processi di formazione delle varie cavità prese in esame e la determinazione degli eventuali fattori scatenanti, quali la variazione dei livelli di falda o la variazione del chimismo delle acque.

La scelta dell'area è ricaduta sulla Pianura Pontina poiché al suo interno sono presenti numerosi laghetti subcircolari la cui formazione è riconducibile a fenomeni di sinkhole, vista la presenza nell'area stessa di tutti i fattori tipici di questo tipo di fenomeno. Nello specifico, sono state studiate le aree di Doganella di Ninfa, di Sermoneta (Gruppo Sprofondi) e di Sezze-Priverno (Laghi del Vescovo).

2 - I sinkhole e la circolazione idrogeologica

I sinkhole sono delle voragini di forma circolare o ellittica, che si formano in modo repentino in aree di pianura. La differenza fondamentale fra una dolina e un sinkhole è che la prima si forma ad opera di acque di scorrimento superficiale secondo un processo di dissoluzione che si sviluppa dalla superficie verso il sottosuolo mentre la formazione dei fenomeni di sinkhole senso stretto è dovuta ad agenti endogeni (circolazione sotterranea, flussi di gas, collassi del sottosuolo, etc.) e procede dal basso verso l'alto all'interno della copertura che sovrasta il substrato carsificabile (NISIO & SALVATI, 2004) e possono quindi essere definiti fenomeni pseudo carsici.

I fenomeni di sinkhole senso stretto più peculiari sono ubicati lungo il margine tirrenico, tra la Toscana e la Campania (ANNUNZIATELLIS et alii., 2004), in aree di pianura alluvionale, in conche intramontane o in pianure costiere.

Una volta formatisi, solitamente i sinkhole subiscono un processo di annegamento, diventando dei piccoli laghetti, in tempi che variano da qualche ora a qualche mese. Se alimentati dalla falda superficiale, i livelli dei laghetti possono subire fluttuazioni stagionali strettamente collegate con la variazione del livello piezometrico della falda stessa. In altri casi, invece, il livello del lago risulta stabile nel corso dell'anno e si possono osservare risalite di gas dovute alla presenza di emergenze sul fondo della depressione. In questo caso si può ritenere che l'annegamento del sinkhole sia dovuto alla presenza di un acquifero in pressione nel substrato carbonatico (come indicato dal chimismo delle acque (NISIO et alii, 2004) in cui si verifica una risalita di fluidi profondi ed aggressivi che, nell'attraversare il bedrock e la copertura (che può raggiungere anche 100-200 m di spessore), svolgono un ruolo fondamentale nell'evoluzione dello sprofondamento. Il fenomeno in questo caso può essere definito "deep piping sinkhole" (NISIO, 2003; CARAMANNA et alii, 2004). I deep piping sinkhole si originano solitamente in aree caratterizzate da situazioni geologiche ed idrogeologiche complesse. I fattori predisponenti sono:

- un substrato carbonatico (o comunque costituito da roccia solubile) carsificato;
- una copertura sedimentaria costituita da depositi impermeabili o semipermeabili di spessore anche elevato (fino a 200 m) e con scadenti caratteristiche fisico-meccaniche (solitamente argille-sabbiose, limi, sabbie, con intercalazioni di ghiaie);

- un fitto reticolo di fratture o di faglie che facilitino la circolazione idrica e consentano una forte erosione meccanica;
- la presenza di abbondanti acque di circolazione sotterranea e di gas nel sottosuolo (che consentano la dissoluzione dei depositi di copertura e la risalita delle acque stesse);
- la scarsità di vegetazione che possa limitare la mobilitazione dei terreni.

Affinché un deep piping sinkhole si formi, oltre alla presenza di queste condizioni, è necessario che si verifichi un fattore innescante, quale una scossa sismica (che innalzando il valore della pressione interstiziale può portare alla liquefazione dei terreni) o una oscillazione notevole della tavola d'acqua che può essere dovuta sia a fattori naturali (intense precipitazioni o alternanza fra periodi secchi ed umidi) che antropici (attività estrattive o emungimenti d'acqua da pozzi che crea notevoli gradienti e quindi maggiore asportazione di particelle) (NISIO et alii, 2004).

Il processo di piping si realizza a partire dal tetto del substrato e si propaga poi verso l'alto andando ad interessare la copertura. Quando la cavità giunge a circa 30 m di profondità dal piano campagna, si verifica il crollo della copertura stessa. Fondamentale nello sviluppo di questo processo è la presenza di acque ricche di gas, in pressione e in risalita, che circolano attraverso le discontinuità del bedrock (NISIO et alii, 2004). È proprio la risalita di questi fluidi aggressivi ad innescare un processo di dissoluzione sia chimica che meccanica del terreno, che procede dal basso verso l'alto; la migrazione verso l'alto delle cavità così formate dà luogo agli sprofondamenti che si osservano in superficie (ANNUNZIATELLIS et alii, 2004).

Dopo un certo tempo dalla loro formazione, i sinkhole possono ricolmarsi fino ad arrivare ad estinguersi o si può verificare una loro riattivazione, sia nella medesima posizione (con aumento del diametro e/o della profondità) che ad una certa distanza dalla forma iniziale (per una variazione dei percorsi di risalita dei fluidi) (NISIO et alii, 2004).

Le acque che colmano i sinkhole presentano vari gradi di mineralizzazione: si va da acque che possono essere definite dolci, di chiara origine carsica e legate dunque a percorsi e meccanismi di circolazione superficiali, ad acque a mineralizzazione molto accentuata, che fanno invece presumere la presenza di risalite di fluidi profondi ed aggressivi. Tra i due casi estremi appena descritti, si osservano ovviamente una serie di gradi di mineralizzazione intermedia che fanno presupporre processi di mescolamento fra acque appartenenti ai due diversi tipi di circuiti idrogeologici cui precedentemente accennato.

Le mineralizzazioni possono essere di vario tipo: si va da acque bicarbonato-calciche ad acque arricchite in elementi che fanno pensare alla lisciviazione di depositi evaporitici, di depositi piroclastici o alla presenza di fenomeni di adsorbimento da parte di sedimenti di tipo argilloso. La mineralizzazione delle acque è inoltre influenzata dalla presenza di flussi gassosi, in grado di conferire particolari caratteri alle stesse acque.

3 - Inquadramento geologico dell'area pontina

3.1 - Caratteri generali

La Pianura Pontina è ubicata nel Lazio Meridionale ed occupa la fascia costiera compresa fra il Mar Tirreno e la dorsale Lepino-Ausona. Presenta una lunghezza di circa 50 km, una larghezza di circa 20 km e risulta allungata in direzione NW-SE.

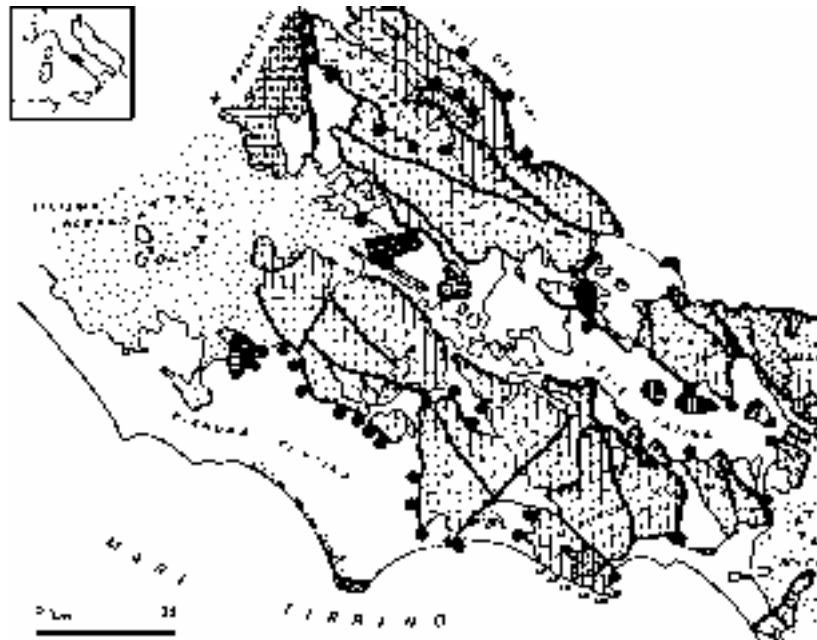


Figura 1: Ubicazione dell'area di studio (da BONI et alii, 1980, modificata)

3.2 - Depositi affioranti e dati geofisici

La Pianura Pontina è caratterizzata dall'affioramento di depositi quaternari, sia di tipo continentale (fluviali, lacustri, eolici) che di tipo vulcanico. Questi ultimi sono depositi piroclastici, riferibili principalmente all'attività dell'apparato albano, che delimita la pianura stessa verso nord, e subordinatamente all'attività vulcanica sviluppatasi nella media Valle Latina; sono presenti inoltre depositi riferibili ad una attività prevalentemente esplosiva dovuta a centri di emissione molto vicini alle aree di affioramento (BONI et alii, 1980).

I depositi quaternari vanno ad obliterare le complesse strutture che costituiscono il substrato di tutta l'area, ricostruite sulla base dei dati scaturiti dalle numerose perforazioni e dagli studi geofisici realizzati nel corso degli anni nell'area pontina.

Le perforazioni *Latina 1* e *Latina 2* hanno incontrato, al di sotto della copertura plio-pleistocenica, sedimenti definiti genericamente come *alloctono indifferenziato*, forse

costituito in parte da depositi riferibili alla serie cenozoica umbro-sabina. I pozzi *Fogliano 1* e *Fogliano 2*, che sono ubicati in un'area molto prossima alla costa e raggiungono una profondità di poco superiore ai 1000 m, hanno attraversato il Pliocene argilloso per poi incontrare una tipica serie cenozoica di transizione in facies sabina sulla quale si ritrovano in trasgressione delle calcareniti del Miocene inferiore. Il sondaggio *La Guardia* individua, al di sotto dei depositi sabbioso-siltosi quaternari, uno spessore di circa 20 m di arenarie quarzose, riconosciute come *flysch del Circeo* (NOVARESE, 1930). Deposit forse riferibili al flysch oligo-miocenico vengono attraversati anche dal sondaggio *Sabaudia*, mentre il sondaggio *Pontina*, ubicato a ridosso della dorsale lepina, attraversa sedimenti organogeni del Pliocene in trasgressione sui carbonati del Cretacico superiore. Le stratigrafie dei pozzi *Mazzocchio*, ubicati lungo il margine nord-orientale della Pianura Pontina, evidenziano la sovrapposizione dei depositi salmastri e lagunari quaternari direttamente sui calcari del Cretacico superiore, in corrispondenza del settore ribassato della dorsale lepina (BONI et alii, 1980). Il substrato risulta quindi essere costituito da depositi riferibili a diversi ambienti deposizionali: procedendo dalla dorsale lepina verso il settore costiero si passa infatti da depositi tipici di piattaforma a facies di transizione di tipo sabino.

Il campo gravimetrico regionale presenta isoanomale ad andamento appenninico, con valori decrescenti procedendo dal Tirreno verso il settore orientale; tale andamento viene interpretato sia come conseguenza della variazione dello spessore crostale che come effetto dell'andamento regionale del basamento cristallino, che si trova a maggiori profondità procedendo dall'area tirrenica a quella adriatica e da nord a sud. Il gradiente di questa superficie è più elevato lungo la costa e tende invece a diminuire procedendo verso est. Dalla carta delle anomalie residue risulta che la Pianura Pontina è caratterizzata da una vasta depressione gravimetrica orientata NW-SE, all'interno della quale si osservano i massimi di Lavinio e di Fogliano e i minimi di Ardea, di Aprilia del Lago di Caprolace. Esiste un buon accordo fra questi dati e quelli derivanti dalle osservazioni di superficie e dalle perforazioni: i due massimi citati coincidono, rispettivamente, con l'affioramento di argille plioceniche e con la presenza di calcari a 500 m di profondità, mentre i minimi corrispondono ad aree in cui i depositi alluvionali e palustri si sovrappongono alle piroclastiti. Alla depressione gravimetrica della Pianura Pontina si affianca la struttura gravimetrica positiva costituita dalla catena dei Lepini-Ausoni il cui asse si trova spostato verso ovest, ad indicare la prosecuzione della struttura carbonatica, ribassata attraverso un

sistema di faglie, al di sotto della copertura plio-quadernaria della Pianura Pontina stessa (DI FILIPPO & TORO, 1980).

Sia i dati delle perforazioni che i dati gravimetrici evidenziano quindi la presenza di un profondo solco tra il margine della piattaforma lepina e le strutture sepolte più occidentali. Pur non disponendo di dati certi, è stato ipotizzato che tale solco sia stato parzialmente colmato da depositi flyschoidi oligo-miocenici e da depositi caotici di tipo «sicilide», la cui messa in posto sarebbe stata precedente a quella del complesso argilloso-arenaceo (Tortoniano-Messiniano) diffuso nei settori più orientali. La deposizione del flysch sarebbe avvenuta durante lo sviluppo della fase tettonica che ha originato le strutture sepolte al di sotto della pianura e che sembrano estendersi anche nel Tirreno (BONI et alii, 1980).

Per quanto riguarda la storia sismica della Pianura Pontina, dalla consultazione dei cataloghi storici è emerso che il terremoto più importante che l'ha interessata si è verificato nel 1806, con epicentro localizzato nei Colli Albani e con intensità MCS pari a 7. Esso risulta infatti essere l'evento sismico più intenso che ha coinvolto i comuni di Sermoneta, Sezze e Priverno (tabelle 1, 2 e 3 e figura 2), cui la presente ricerca fa riferimento (WWW.INGV.IT).

Data	Effetti	in occasione del terremoto di:	
Ye Mo Da Ho Mi	Is (MCS) X 10	Area epicentrale	Ix Ms
1806 08 26 07 45	70	COLLI ALBANI	80 52
1857 12 16	40	BASILICATA	110 70
1927 10 11 14 45	30	MARSICA	70 50
1927 12 26 15 06	20	COLLI ALBANI	80 45
1895 11 01	NF	CASTELPORZIANO	65 44

Tabella 1: Terremoti nell'area di Sermoneta (da WWW.INGV.IT)

Data	Effetti	in occasione del terremoto di:	
Ye Mo Da Ho Mi	Is (MCS) X 10	Area epicentrale	Ix Ms
1806 08 26 07 45	70	COLLI ALBANI	80 52
1877 08 24 02 54	60	VEROLI	80 52
1915 01 13 06 52	60	AVEZZANO	110 70
1756 02 02	55	SEZZE	55 42
1885 04 10 01 44	50	M. SIMBRUINI	55 42
1857 12 16	40	BASILICATA	110 70
1919 10 22 06 10	40	ANZIO	70 54
1874 12 06 15 52	30	SETTEFRATI	80 55
1901 07 31 10 38	30	ALVITO	80 52
1927 10 11 14 45	30	MARSICA	70 50
1876 10 26 14 18	20	PALESTRINA	70 47
1930 07 23 00 08	20	IRPINIA	100 67
1895 11 01	NF	CASTELPORZIANO	65 44

Tabella 2: Terremoti nell'area di Sezze (da WWW.INGV.IT)

Data	Effetti	in occasione del terremoto di:	
Ye Mo Da Ho Mi	Is (MCS) X 10	Area epicentrale	Ix Ms
1806 08 26 07 45	70	COLLI ALBANI	80 52
1915 01 13 06 52	60	AVEZZANO	110 70
1885 04 10 01 44	55	M. SIMBRUINI	55 42
1857 12 16	40	BASILICATA	110 70
1922 12 29 12 22	40	SORA	70 55
1980 11 23 18 34	40	IRPINIA-LUCANIA	100 69
1899 07 19 13 19	30	COLLI ALBANI	70 50
1931 10 21 07 35	20	VEROLI	55 46
1950 09 05 04 08	20	GRAN SASSO	80 56
1902 10 23 08 51	NF	REATINO	65 44

Tabella 3: Terremoti nell'area di Priverno (da WWW.INGV.IT)

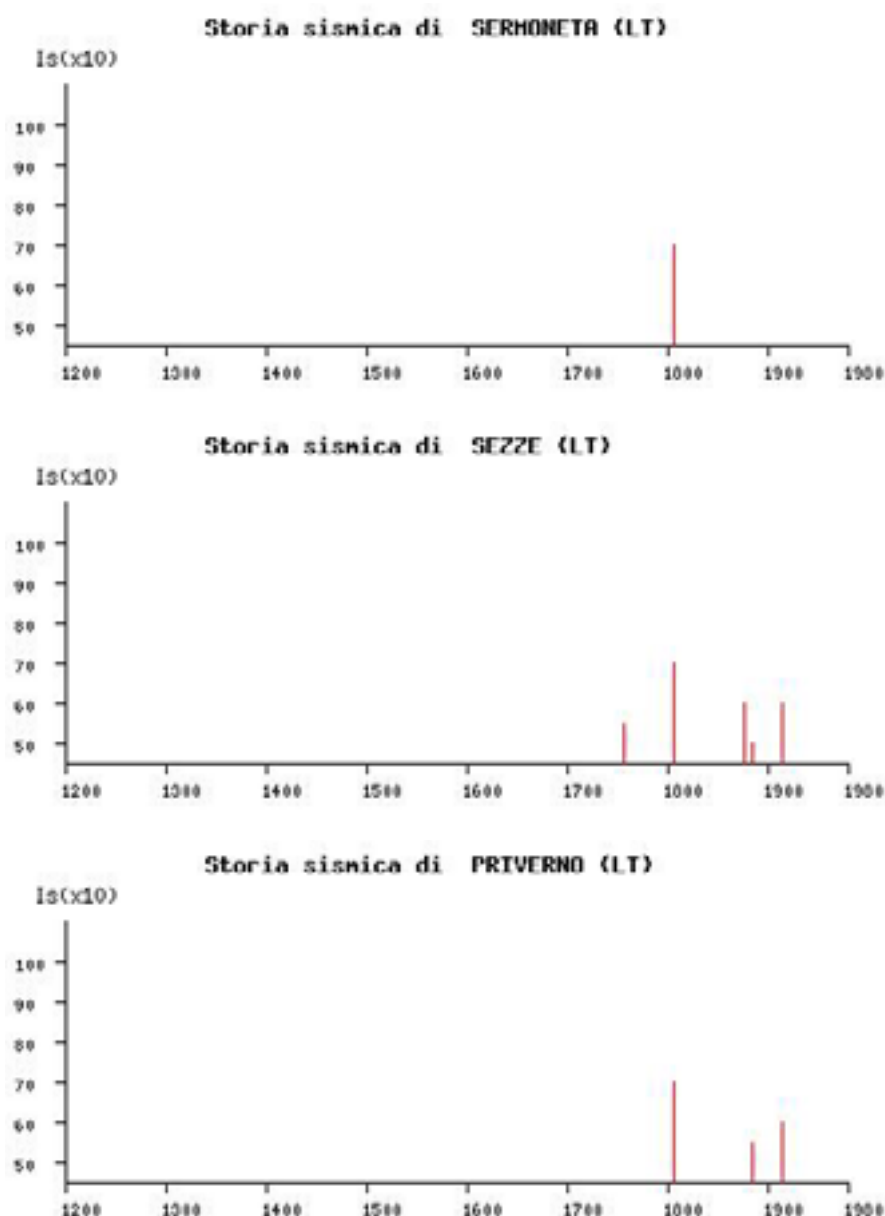


Figura 2: Rappresentazione grafica della storia sismica di Sermoneta, Sezze e Priverno

3.3 - Evoluzione tettonico-sedimentaria

Nel Giurassico basale la Pianura Pontina e tutta l'area circostante fanno parte di un'ampia piattaforma carbonatica, in un ambiente di altofondo marino simile all'attuale arcipelago delle Bahamas. A partire dal Giurassico medio vengono a differenziarsi due diversi settori: a NE persistono condizioni di piattaforma mentre a SW si instaurano condizioni di bacino profondo, con una rapida subsidenza non compensata dalla sedimentazione che origina dunque un'area di mare aperto con una profondità di circa 200 m. Questi due settori

risultano presumibilmente separati da una fascia di transizione in cui si sedimenta una serie di transizione di tipo sabino (BONI et alii, 1980; MANFREDINI, 1977).

Nel settore nord-orientale, rappresentato dai Monti Lepini ed Ausoni e dal loro prolungamento al di sotto dei depositi quaternari della Pianura Pontina (MANFREDINI, 1977), al passaggio Giurassico-Cretaceo non si notano sensibili variazioni delle condizioni sedimentarie. Il Cretaceo inferiore è rappresentato da una sequenza dolomitica, interrotta dalle marne ad Orbitolina di età aptiana, probabilmente depostesi in un ambiente di tipo lagunare. A partire dall'Albiano-Cenomaniano inferiore la sedimentazione torna ad essere prevalentemente carbonatica. Dal Cretaceo superiore, che occupa in affioramento la maggiore estensione del rilievo lepino, si assiste ad un'intensa attività tettonica che influenza la successiva sedimentazione: nel settore sud-occidentale la sedimentazione termina nel Cenomaniano-Turoniano e presenta caratteri di soglia tra Cori ed Ardena e sedimenti di ambiente lagunare verso l'interno della dorsale mentre nel settore nord-orientale la sedimentazione continua fino al Campaniano-Coniaciano con i caratteri di un tipico ambiente di scogliera, passante verso est a sedimenti di tipo lagunare (ACCORDI, 1966). Il Maestrichtiano-Campaniano p.p. è scarsamente rappresentato nel settore occidentale (con due soli affioramenti presso Segni e Colle Cantocchio dove si rinvennero depositi in facies detritico-organogena di ambiente di periscogliera esterna) mentre nel settore orientale è più abbondante ed è costituito da una successione dolomitica con episodi di emersione. Come accade nel resto della piattaforma laziale abruzzese, anche qui il Paleocene è presente solo occasionalmente (Pozzo Fogliano) e non si segnalano neanche sedimenti di età olocenica, probabilmente per mancata sedimentazione. La trasgressione miocenica, che segue la lunga fase di emersione paleogenica, porta alla deposizione di calcareniti e calcari marnosi nei canali formati nella piattaforma in via di emersione, cui fanno seguito sedimenti torbiditici argillosi-marnosi (tipo "sicilide") di provenienza più interna legati alla tettonica traslativa (PAROTTO & PRATURLON, 1975; FUNICIELLO & PAROTTO, 1978). Nel tardo Miocene si verificano fenomeni di sovrascorrimento che portano la dorsale lepina ad accavallarsi verso NE sul flysch tortoniano della Valle Latina. La tettonica distensiva plio-pleistocenica contribuisce a determinare l'attuale configurazione dei Monti Lepini e della vicina Valle Latina.

La stratigrafia del settore SW, come accennato in precedenza, risulta meno nota a causa dell'estesa copertura quaternaria. L'area attualmente occupata dalla Pianura Pontina corrisponderebbe alla fascia di transizione che ha diviso la piattaforma carbonatica lepina dal bacino pelagico tirrenico durante il Mesozoico e il Cenozoico. Tale area è stata

caratterizzata da una marcata instabilità tettonica che si è protratta anche nelle epoche successive. La fase distensiva che si sviluppa a partire dal Pliocene inferiore conferisce un assetto ad Horst e Graben a tutta l'area, precedentemente interessata dalla fase compressiva miocenica; con la riattivazione delle antiche linee tettoniche (responsabili della differenziazione degli ambienti sedimentari durante il Lias) si verifica una graduale e discontinua riapertura del solco pontino che si era delineato proprio durante la fase orogenetica. Alla fase distensiva si accompagna una ingressione marina che porta alla deposizione di argille marnose di ambiente pelagico in tutta l'area. Nel Pliocene medio-superiore si hanno facies detritico-organogene trasgressive sul Mesozoico nella parte orientale, argille sabbiose trasgressive sul Miocene inferiore ad ovest e sul flysch oligo-miocenico a sud. Durante la fase distensiva si assiste anche allo sviluppo del vulcanismo: oltre ai prodotti provenienti dall'apparato albano e dalla media Valle Latina, se ne riconoscono altri la cui messa in posto sarebbe dovuta a centri di emissione molto prossimi alle aree di affioramento. Nell'area sono inoltre presenti depositi di travertino, sia affioranti che sepolti da depositi più recenti. Nel Pleistocene medio nell'area pontina si instaura su vaste aree un ambiente di tipo palustre, in connessione con il processo di subsidenza tettonica nel settore centrale della piana (BONI et alii, 1980).

Come è noto, nelle aree paludose si verifica la deposizione di notevoli spessori di materiale organico che sono soggetti ad un naturale processo di costipazione sotto il peso proprio del terreno. Gli abbassamenti del piano campagna così prodotti sono però compensati dall'accumulo di altra sostanza organica. Con gli interventi di bonifica nella Pianura Pontina, in cui tali depositi in alcuni settori raggiungono i 60 m di spessore, si causa l'interruzione dell'accumulo di sostanza organica e il processo di riduzione del volume dei depositi organici per costipamento sotto il proprio peso viene accelerato dalle trasformazioni idrauliche. Quest'ultimo contributo risulta più accentuato nei primi anni che seguono gli interventi, tanto che attualmente il tasso di subsidenza si attesta sui 2,1 cm/anno, valore molto prossimo a quello del periodo pre-bonifica. Il valore massimo di subsidenza è stato osservato nel settore morfologicamente depresso esteso parallelamente alla dorsale lepino-ausona, tra Cisterna e Terracina, con una punta massima di 5,9 m (relativa al periodo 1811-1894) in località Mezzaluna (Bacino di Quartaccio), dove i depositi organici presentano una maggiore rilevanza (BRUNAMONTE & SERVA, 1990) e dove attualmente il piano campagna si trova a -1,1 m s.l.m (BRUNAMONTE & SERANGELI, 1996).

4 - Inquadramento idrogeologico dell'area pontina

4.1 - Lineamenti idrogeologici

Nella area in esame è possibile individuare alcuni complessi litologici che presentano caratteri idrogeologici ben definiti: il substrato dolomitico a bassa permeabilità, la serie carbonatica mesozoica carsificata molto permeabile, la (ipotizzata) serie di margine sepolta sotto i depositi quaternari della piana ad alta permeabilità e la serie di transizione i cui orizzonti calcarei sono noti altrove come buoni acquiferi; si individuano inoltre alcuni complessi impermeabili che delimitano lateralmente gli acquiferi o fungono da copertura: i flysch oligo-miocenici, i depositi argilloso-sabbiosi pliocenici e i depositi quaternari di varia natura.

Nell'area si individuano due acquiferi principali: un acquifero carsico, rappresentato dalla struttura lepina, e un acquifero superficiale contenuto nei terreni quaternari della Pianura Pontina.

L'acquifero carsico si sviluppa all'interno dei depositi essenzialmente calcarei che costituiscono la dorsale lepina. Il processo carsico è stato caratterizzato da una complessa storia evolutiva, conseguente alle frequenti variazioni del livello di base. Questo, assieme alla variabilità litologica, ha determinato una distribuzione disomogenea della permeabilità, che viene rilevata anche dai valori di trasmissività variabili fra $6 \cdot 10^{-1}$ e $9 \cdot 10^{-5}$ m²/sec (MOUTON, 1977), derivanti da prove di emungimento effettuate nel settore della struttura lepina che si trova ribassato al di sotto dei depositi quaternari della Pianura Pontina. La mancanza di rilevanti orizzonti a bassa permeabilità all'interno della serie sedimentaria non permette lo sviluppo di falde sospese di considerevole importanza; le acque che si infiltrano nell'idrostuttura vanno quindi ad accumularsi alla base del rilievo, dando luogo ad una imponente falda carsica. La falda risulta chiusa a NE dai depositi terrigeni della Valle Latina a quote superiori a 150 m (mentre la piezometrica non supera i 100-125 m) e questo impedisce l'emergenza delle acque in questo settore. Le sorgenti risultano infatti concentrate lungo il versante sud-occidentale del rilievo, con portata media annua di 17,15 m³/sec (MOUTON, 1977), e nella Valle del Fiume Amaseno. L'età della soglia impermeabile (quaternaria) e la scarsa canalizzazione e concentrazione del flusso (presenza di numerose sorgenti distribuite su un fronte di 40 km (MANFREDINI, 1977) e ubicate a quote comprese fra 0 e 30 m s.l.m.) fanno pensare ad un reticolo carsico poco evoluto, sviluppatosi in seguito alle frequenti variazioni del livello di base dovute alla complessa storia geologica dell'area, che si troverebbe a quote superiori rispetto a quelle di

un più sviluppato reticolo paleocarsico. L'acquifero carsico risulta essere in continuità con la falda ospitata dal settore della struttura lepina ribassato e sepolto dai depositi quaternari della Pianura Pontina. In molti settori la superficie piezometrica di questa falda risulta essere artesianica (BONI et alii, 1980).

Le numerose sorgenti alimentate dall'acquifero carsico, ubicate a quote comprese fra 0 e 30 m s.l.m., hanno reso l'area paludosa fino alla bonifica degli anni '30 che, attraverso un sistema di opere idrauliche, ha permesso il deflusso di tali acque verso il mare (BONI et alii, 1980).

Le falde dei terreni quaternari della Pianura Pontina presentano una grande variabilità legata alla eterogeneità dei tipi litologici. Anche se non mancano apporti dalla falda vulcanica dei Colli Albani e dalla falda carsica dei Lepini, esse vengono alimentate principalmente dalle acque di precipitazione che si infiltrano nelle aree di affioramento (BONI et alii, 1980) e possono quindi essere considerate come risorse proprie della zona (MOUTON, 1977). Nello specifico si distinguono tre principali tipi di falde: quelle rappresentate dalle *formazioni vulcaniche* (e travertinose), in cui una falda idrica di un certo interesse è presente di solito negli orizzonti costituiti da pozzolane, quelle costituite dalle *sabbie delle antiche dune* che occupano la fascia costiera e ospitano una falda sospesa, ed infine quelle ospitate nei *livelli sabbiosi dei depositi che colmano la piana*, solitamente in condizioni artesiane, con risalita del livello fino alla quota delle sorgenti pedemontane (MOUTON, 1977; MANFREDINI, 1977).

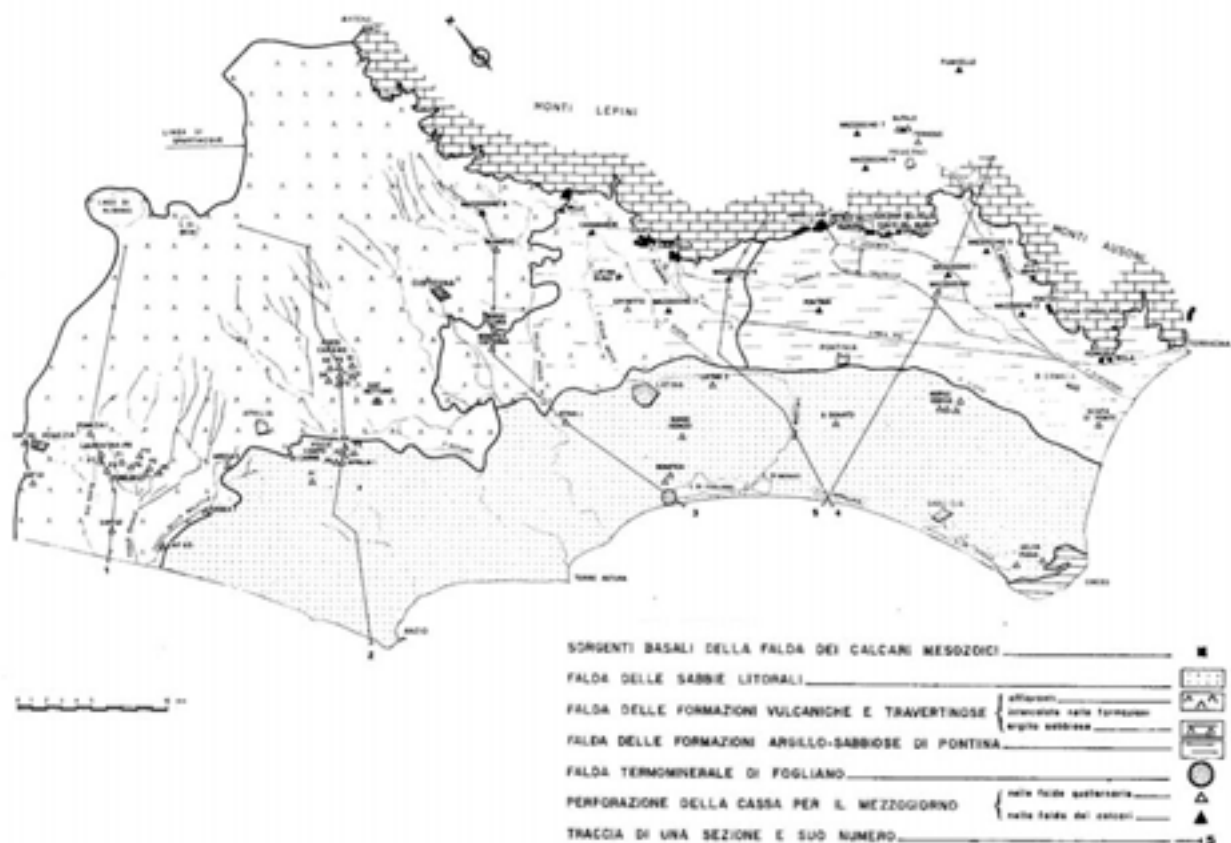


Figura 3: Le falde sotterranee della Pianura Pontina (da MOUTON, 1977)

Marinucci et alii (2006) evidenziano come l'estensione della zona caratterizzata da condizioni artesiane abbia subito una forte diminuzione rispetto a quanto riportato da Mouton nel 1977 (figura 4) trovandosi attualmente a quote di 2-3 m s.l.m. (la quota risulta poco maggiore verso il rilievo lepino, dove si colloca a 4-5 m s.l.m., e minore ad W, dove si trova ad 1 m s.l.m.). Secondo gli stessi Autori questa situazione si ripercuote sulla portata delle sorgenti pedemontane e le cause vanno ricercate sia nell'aumento dell'entità dei prelievi che nella cattiva esecuzione della gran parte dei pozzi presenti nell'area, che mettono in connessione l'acquifero profondo alimentato dalla falda carbonatica e la falda superficiale.

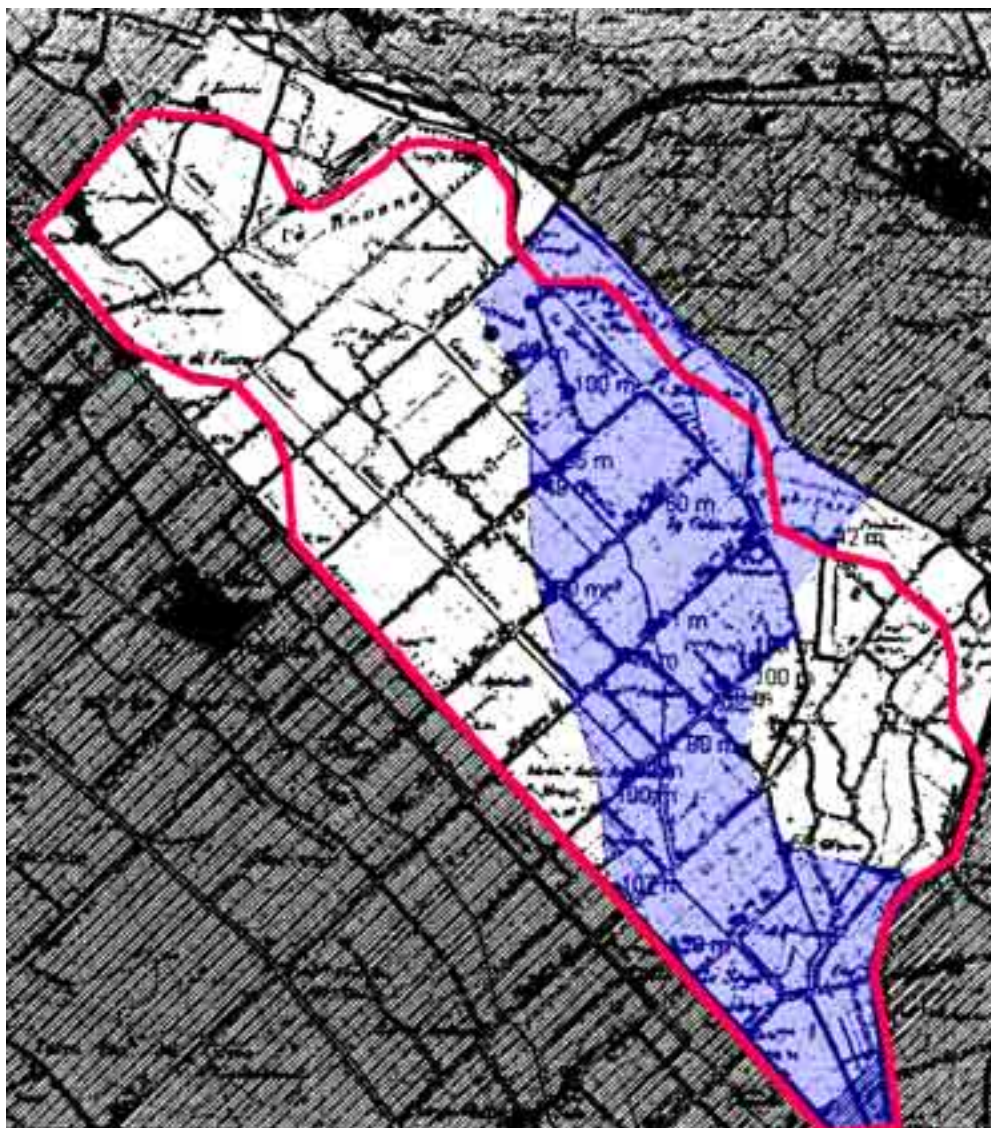


Figura 4: limiti della falda artesiana nel 1977 (linea rossa) e nel 2006 (area azzurra) (da MARINUCCI et alii, 2006, modificato)

Per quanto concerne le falde quaternarie, Mouton delimita alcune zone a diversa qualità chimica:

- A ovest della linea Pontinia-Borgo Hermada e attorno al Parco del Circeo si hanno acque dolci, caratteristiche della falda sospesa delle sabbie dunari, con salinità media (0,27-0,55 g/l) o ridotta (inferiore a 0,27 g/l), durezza bassa (minore di 20°F) e resistività media (10-20 ohm·m) o elevata (superiore a 20 ohm·m);
- Nella falda vulcanica la salinità è ridotta (inferiore a 0,27 g/l) e la resistività elevata (maggiore di 20 ohm·m);
- Nella fascia che porta dalla falda vulcanica a quella sabbiosa si ha una graduale diminuzione della qualità dell'acqua, segnata dalla diminuzione della resistività (da 20 a 10 ohm·m) e dall'aumento della salinità (da 0,27 a 0,55 g/l);

- Lungo il rilievo lepino le acque di alcuni settori presentano una ridotta salinità, ad indicare l'esistenza di apporti di acqua direttamente dalla falda dei calcari;
- Tra Nettuno e Fogliano e nella depressione pontina la salinità è superiore a 0,55 g/l e la resistività risulta inferiore a 5ohm·m.

La mineralizzazione delle acque sarebbe influenzata, in generale, dalla salinità dei terreni in cui si realizza la circolazione, prevalentemente di ambiente lagunare, mentre ci sarebbe l'influenza delle sorgenti mineralizzate nelle vicinanze della dorsale e della salinità del mare verso la costa (MOUTON, 1977).

Nell'area sono presenti anche depositi di travertino, sia in affioramento che in profondità (incontrati in perforazione alternati ai terreni quaternari), che fanno ipotizzare la presenza di apporti di acque calde mineralizzate attraverso un sistema di fratture che interessa il basamento. Il mescolamento con questi fluidi (la cui natura non è ancora ben definita, ma che per motivi idrodinamici si ipotizza costituito principalmente da gas) interesserebbe anche le acque della falda carsica, modificando salinità, contenuto gassoso e temperatura di acque che altrimenti risulterebbero bicarbonato-calciche (es. acque della sorgente Ninfa, tipica sorgente carsica). Tale mescolamento avverrebbe all'intersezione fra il reticolo paleocarsico e le grandi linee di dislocazione, che si trova a profondità di circa 150-200 m a ridosso della dorsale e si approfondisce procedendo verso il centro del graben. La presenza di acque calde e ricche di gas in corrispondenza dell'alto strutturale sepolto di Fogliano fa presupporre la continuità di questo tipo di apporti in tutto il graben pontino (BONI et alii, 1980).

Nell'area pontina si distinguono quindi due principali circuiti idrogeologici: si ha una circolazione carsica nella struttura carbonatica, caratterizzata da brevi tempi di residenza, da acque fredde e a composizione bicarbonato-calcica, prossime alla saturazione rispetto alla calcite ma sottosature rispetto a gesso ed anidride; nel reticolo di faglie del graben pontino e nelle strutture tirreniche sepolte si realizza invece una circolazione idrotermale, caratterizzata da acque calde e ad elevato contenuto di gas, da elevati tenori di cloruri alcalini, di stronzio e di fluoro e sature (o quasi) rispetto a gesso ed anidride, e da maggiori tempi di residenza. L'origine delle mineralizzazioni sarebbe dovuta a due fattori concomitanti: la presenza di un attivo processo di metamorfismo termico che fornisce notevoli quantità di anidride carbonica e favorisce la lisciviazione dei solfati e dei cloruri dagli orizzonti evaporitici della serie sedimentaria e la risalita di fluidi caldi ed acidi attraverso le grandi fratture, più volte riattivate e che con ogni probabilità si spingono fino al substrato metamorfico, che produrrebbero gli stessi effetti causati dal processo

metamorfico. I gas fornirebbero l'energia necessaria ad innescare il processo di circolazione, trascinando le acque carsiche all'interno del reticolo di fratture e consentendo così la loro mineralizzazione (BONI et alii, 1980).

4.2 - Le sorgenti

Le sorgenti alimentate dall'acquifero carsico sono localizzate al margine nord-orientale della Pianura Pontina, lungo l'allineamento Norma – Terracina, su un fronte di circa 40 km (MANFREDINI, 1977). Le quote delle numerose emergenze variano fra 0 e 30 m s.l.m. Questa abbondanza di risorse sorgive (mediamente pari a 17 m³/s) ha reso l'area paludosa fino alla bonifica degli anni '30 che, attraverso un sistema di opere idrauliche, ha permesso il deflusso di tali acque verso il mare (BONI et alii, 1980).

In letteratura sono presenti alcuni valori di portata, relativi a diversi periodi:

- *Zoppi* misura portate di magra di 15,7 m³/s nel 1893 e di 17,5 m³/s nel 1894 (MOUTON, 1977);
- il *Servizio Idrografico*, per il periodo 1928-1934, valuta la portata perenne pari a 16 m³/s (DE VITO, 1977);
- la *Cassa per il Mezzogiorno* misura una portata perenne di 17,2 m³/s nel periodo 1952-1957 mentre relativamente al periodo 1970-1976 misura una portata media annua compresa fra 15,2 m³/s nel 1975 e 18,9 m³/s nel 1970 (per un valore medio di 17,15 m³/s) e una portata media mensile variabile fra 12,19 m³/s (sett. 1971) e 22,15 m³/s (mag. 1974) (MOUTON, 1977);
- la *C.M.P.* (Compagnia Mediterranea Prospezioni) determina, su un periodo di 7 anni, una portata minima (luglio-agosto) di 13 m³/s, media di 17 m³/s e un minimo annuo di 12,2 m³/s (DE VITO, 1977).

L'elevata stabilità delle portate delle sorgenti induce ad ipotizzare la presenza di un elemento stabilizzatore che potrebbe essere rappresentato dall'esistenza di uno o più orizzonti paleocarsici (BONI et alii, 1980), cui già accennato precedentemente.

Le emergenze sono numerose ed è per questo che vengono distinti alcuni gruppi di sorgenti principali (da NW verso SE): Ninfa, Gruppo Sermoneta (Cavata, Acqua Puzza), Gruppo Acqua Puzza (Cavatella, Catena), Gruppo Scafa Rapini (Sardellane), Gruppo Laghi del Vescovo (Lago del Vescovo, F.na del Gelso, F.te del Muro, Gracilli), Gruppo Frasso (Marutte, Ponticelli, Strada Consolare), Gruppo Feronia (Feronia e Mola) e Gruppo Terracina (BONI et alii, 1980; MOUTON, 1977).

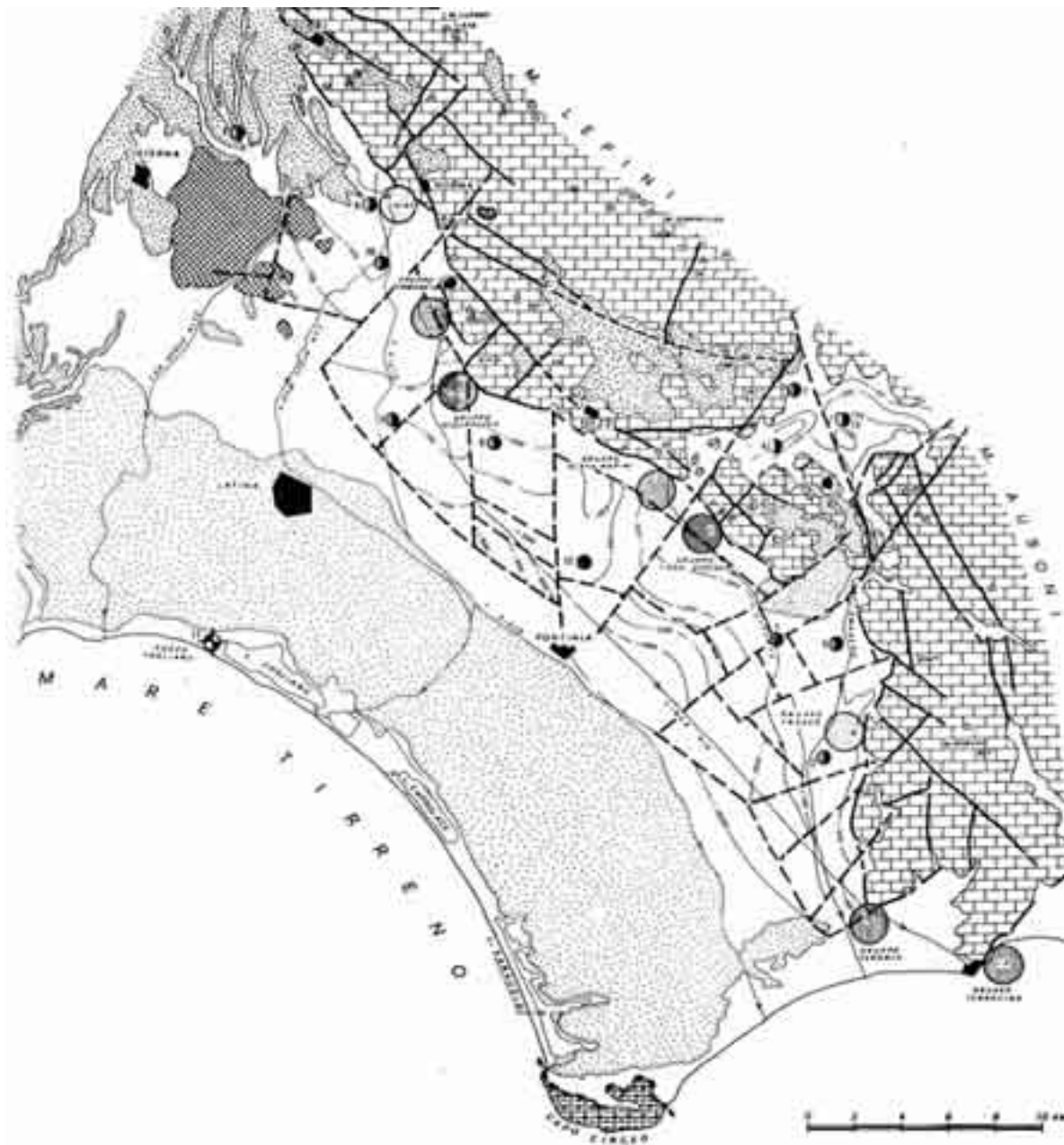


Figura 5: Posizione dei principali gruppi di sorgenti (da BONI et alii, 1980)

Le caratteristiche chimiche delle sorgenti risultano assai variabili, anche all'interno di uno stesso gruppo. Boni et alii (1980) distinguono infatti:

- *acque a cloruri alcalini*: Gruppo Scafarapini (sorgente Sardellane), Gruppo Sermoneta (sorgente Acqua Puzza), Gruppo Laghi del Vescovo (sorgente 3);
- *acque a bicarbonati alcalino terrosi*: Sorgente Ninfa, Gruppo Laghi del Vescovo (sorgente 1);
- *acque a composizione intermedia*: Gruppo Acqua Puzza (sorgente Catena), Gruppo Laghi del Vescovo (sorgente Fontana Muro e sorgente 2).

La salinità risulta inferiore a 300 mg/l per la Sorgente Ninfa e per le acque che emergono all'interno della dorsale lepino-ausona, alimentate dal settore posto a NE delle grandi linee distensive che hanno originato il graben pontino e che delimitano la struttura affiorante. La salinità oscilla invece fra 3 e 4 g/l per le acque che emergono a SW o in corrispondenza delle grandi linee di dislocazione; queste provengono dal ciclo carsico ma si miscelano con acque più calde o più mineralizzate che circolano nel reticolo di faglie del graben pontino, presentando infatti un forte contenuto gassoso, elevati tenori di cloruri e solfati e una temperatura maggiore di quella media. L'entità del miscelamento è notevole anche se varia da situazione a situazione in funzione delle condizioni idrodinamiche e dei rapporti fra le portate dei due cicli. Le acque restanti presentano invece salinità inferiore a 1 g/l.

Gli Autori assimilano il chimismo dei due termini estremi, rispettivamente, a quello delle acque della Sorgente Ninfa e del Pozzo Fogliano 2 che, come messo in evidenza dalle analisi isotopiche, si distinguono per i diversi tempi di residenza (molto brevi per la prima e di qualche decina di anni per il secondo) e per il diverso tipo di alimentazione (legata alle precipitazioni recenti per la Sorgente Ninfa e proveniente da un reservoir ben mescolato e di grandi dimensioni per il Pozzo Fogliano 2). L'utilizzo dei geotermometri ha evidenziato una elevata termalità per le acque del Pozzo Fogliano 2, con temperature comprese fra 180 e 196°C (BONI et alii, 1980).

Oltre alla suddivisione basata sui valori di salinità appena riportata, è stata effettuata anche una distinzione delle acque sorgentizie secondo vari gradi di mineralizzazione e di "qualità chimica" (MOUTON, 1977):

- *acque a mineralizzazione minima* (salinità minore di 0,25 g/l e durezza di 13-15°F): Ninfa;
- *acque a mineralizzazione leggera* (salinità di 0,27-0,45 g/l, durezza di 15-30°F e resistività di 10-20 ohm·m) e *discreta qualità chimica*: alcune sorgenti dei gruppi Cavata (Sermoneta), Sardellane (Scafarapini) e Frasso;
- *acque a mineralizzazione più accentuata* (salinità di 0,55-1,1 g/l, durezza di 30°F e resistività di 5-10 ohm·m) e *cattiva qualità chimica*: alcune sorgenti dei gruppi Sardellane (Scafarapini), Catena (Acqua Puzza), Laghi del Vescovo e Frasso;
- *acque fortemente mineralizzate* (salinità maggiore di 1 mg/l, durezza superiore a 40°F e resistività minore di 5 ohm·m): le sorgenti Fossellane e Acqua Zolfa, alcune sorgenti del Gruppo Laghi del Vescovo e del Gruppo Feronia;
- *acque sulfuree*: la sorgente Fossellane e alcune sorgenti dei gruppi Cavata (Sermoneta) e Laghi del Vescovo.

5 - I sinkhole nella Pianura Pontina

I fenomeni di sinkhole sono molto comuni in tutta la Pianura Pontina ed essi sono all'origine dell'elevato numero di laghetti subcircolari che si possono osservare nell'area.

Tali fenomeni sono segnalati in epoca storica da Prony (1818) che scrive «...nel 1786 una porzione di terreno si è affondata nella pianura situata al di sotto e presso Sermoneta, sulla Via dell'Irto, tra il Fosso Sermoneta e la Ninfa ed ha formato un vasto pozzo chiamato 'Obico'...». Di Tucci (1876) e De Rossi (1876) parlano di vari sprofondamenti avvenuti nei pressi di Sermoneta; De Rossi afferma che alcuni fenomeni si attivano nel corso del 1800 lungo l'allineamento Velletri - margine della catena lepina: «...nell'anno 1809 se ne formò uno del diametro di 100 m, ora pieno d'acqua, un altro avvenne nel 1848, un terzo nel 1842 e l'ultimo nel 1857...». Come è facile immaginare, individuare la corrispondenza fra le forme descritte e quelle attualmente esistenti è molto difficile.

Nell'ambito di questo studio sono state individuate tre aree della Pianura Pontina interessate da fenomeni di sinkhole (figura 6): l'area di Doganella di Ninfa, l'area di Sermoneta (Gruppo Sprofondi) e l'area di Sezze-Priverno (Laghi del Vescovo).



Figura 6: Stralcio topografico dal 250.000 IGM con ubicazione dei principali gruppi di sinkholes della Pianura Pontina (da CAMPOBASSO et alii, 2004)

Tali aree sono state oggetto di diversi studi e in questa sede, oltre alla descrizione delle forme, vengono analizzate le condizioni stratigrafiche ed idrogeologiche in cui si sono verificati gli sprofondamenti. L'obiettivo è quello di individuare eventuali similitudini nei processi di formazione delle varie cavità e di determinare eventuali fattori scatenanti, quali la variazione dei livelli di falda o la variazione del chimismo delle acque.

5.1 - L'area di Ninfa

Come in tutta la Pianura Pontina, nell'area di Doganella di Ninfa i terreni quaternari affioranti ricoprono il settore ribassato della dorsale lepina il cui tetto, in questa zona, dovrebbe trovarsi a profondità di circa 150-300 m. I depositi quaternari, costituiti da sequenze clastiche continentali e da banchi di travertino, presentano eteropie sia laterali che verticali, dando luogo ad un acquifero multistrato, ricaricato sia dalle precipitazioni che dalle perdite laterali dell'acquifero carsico. L'acquifero multistrato risulta "libero" nell'orizzonte più superficiale, mentre è confinato o semiconfinato negli strati più profondi; la differenza di potenziale idraulico innesca degli scambi fra i vari orizzonti (BONO, 1995). Nella zona di Doganella convergono importanti linee di flusso sotterraneo sia dal complesso travertinoso di Cisterna che dai Lepini (BONI et alii, 1988). Le acque di alcuni pozzi risultano sottosature ed aggressive (TUCCIMEI et alii, in CAPELLI & SALVATI, 2002).

Dalla stratigrafia di alcuni pozzi ubicati poco a sud del sinkhole è stata individuata la presenza di travertini, che risultano ricoperti da 30-40 m di depositi quaternari sciolti (BONO, 1995). Il sondaggio realizzato presso il centro anziani di Doganella nel 2001 ha permesso di precisare che questi travertini sono presenti, oltre che in banchi principali, in livelli di circa 1 m di spessore, intervallati a sabbie e argille molli. Un sondaggio effettuato nella zona nell'ambito di uno studio condotto dalla Regione Lazio, spinto fino a 124 m, non ha raggiunto il tetto del substrato che si troverebbe dunque a profondità maggiore. Questo sondaggio ha incontrato fino a 54 m di profondità vulcaniti e vulcanoclastiti, seguite da una alteranza di travertini e vulcaniti fino a 100 m, oltre i quali sono state individuate alternanze di travertini e sabbie fino a fondo foro (CAPELLI & SALVATI, 2002).

Il sinkhole di Doganella si trova a circa 1,5 km a SW della sorgente carsica Ninfa. Tra le numerose sorgenti alimentate dall'acquifero carsico, che come precedentemente illustrato forniscono una portata media di 17,15 m³/s (MOUTON, 1977), la sorgente Ninfa è quella che si trova alla quota più elevata (30 m s.l.m.) e presenta una portata media di 2 m³/s. Il

chimismo della sorgente Ninfa è di tipo bicarbonato alcalino-terroso e la salinità risulta inferiore a 300 mg/l (BONI et alii, 1980), mentre secondo Mouton (1977) la mineralizzazione risulta molto bassa (salinità minore di 0,25 g/l e durezza di 13-15°F). La temperatura della sorgente Ninfa è piuttosto bassa (12,6°C in aprile e 12,5°C in dicembre) e poco variabile nell'anno (MINISTERO LAVORI PUBBLICI, 1934).

Tra il 1983 e il 1991 nella Pianura Pontina si registra un periodo di scarse precipitazioni e il 1989 si configura come l'anno meno piovoso, con 712 mm di pioggia, equivalenti a 144 mm di precipitazione efficace. Questa diminuzione delle precipitazioni fa sentire i suoi effetti sulla portata delle sorgenti carsiche e in particolar modo sulla sorgente Ninfa, la più elevata in quota: la sua portata raggiunge il minimo valore nel periodo agosto-settembre 1989 e si registra una diminuzione di circa 40 cm del livello del laghetto ubicato nell'area della sorgente stessa (figura 7).



Figura 7: La sorgente Ninfa

Il periodo di aridità porta ad un abbassamento della piezometrica, aggravato inoltre dal maggiore pompaggio dai pozzi. Il giorno 8 agosto 1989 si verifica un terremoto di magnitudo 3.2 con epicentro a circa 20 km a W della sorgente di Ninfa che verosimilmente, assieme alla diminuzione delle risorse sotterranee e alla presenza di fluidi idrotermali che circolano nelle fratture (FACCENNA et alii, 1993), gioca un ruolo importante nella formazione del sinkhole (BONO, 1995).

5.1.1 - Caratteristiche geofisiche dell'area di Doganella di Ninfa

Da indagini geoelettriche effettuate in località "Bivio di Doganella" (GEOAMBIENTE, 2006) si evince che il substrato resistente, costituito da sabbie vulcaniche, presenta due incisioni probabilmente legate alla presenza di due paleoalvei poi colmati da depositi limo-

argillosi recenti. Fino alla profondità raggiunta dalle indagini, che è di circa 60 m, non si rileva però la presenza di anomalie legate a sinkhole antichi o in via di formazione. Questa conclusione è supportata anche dai risultati dell'analisi microgravimetrica che non rileva la presenza di anomalie dovute a volumi di terreno di densità tale da poter provocare collassi in superficie (GEOAMBIENTE, 2006).

Le indagini geofisiche (geoelettriche e gravimetriche) realizzate in borgata “Doganella di Ninfa” (GEOAMBIENTE, 2006), circa 500 m a sud del Bivio di Doganella, hanno permesso di individuare zone a bassa resistività, che corrisponde ad un elevato contenuto d'acqua, e zone caratterizzate da anomalie gravimetriche negative, che riflettono la presenza di terreni a bassa densità.

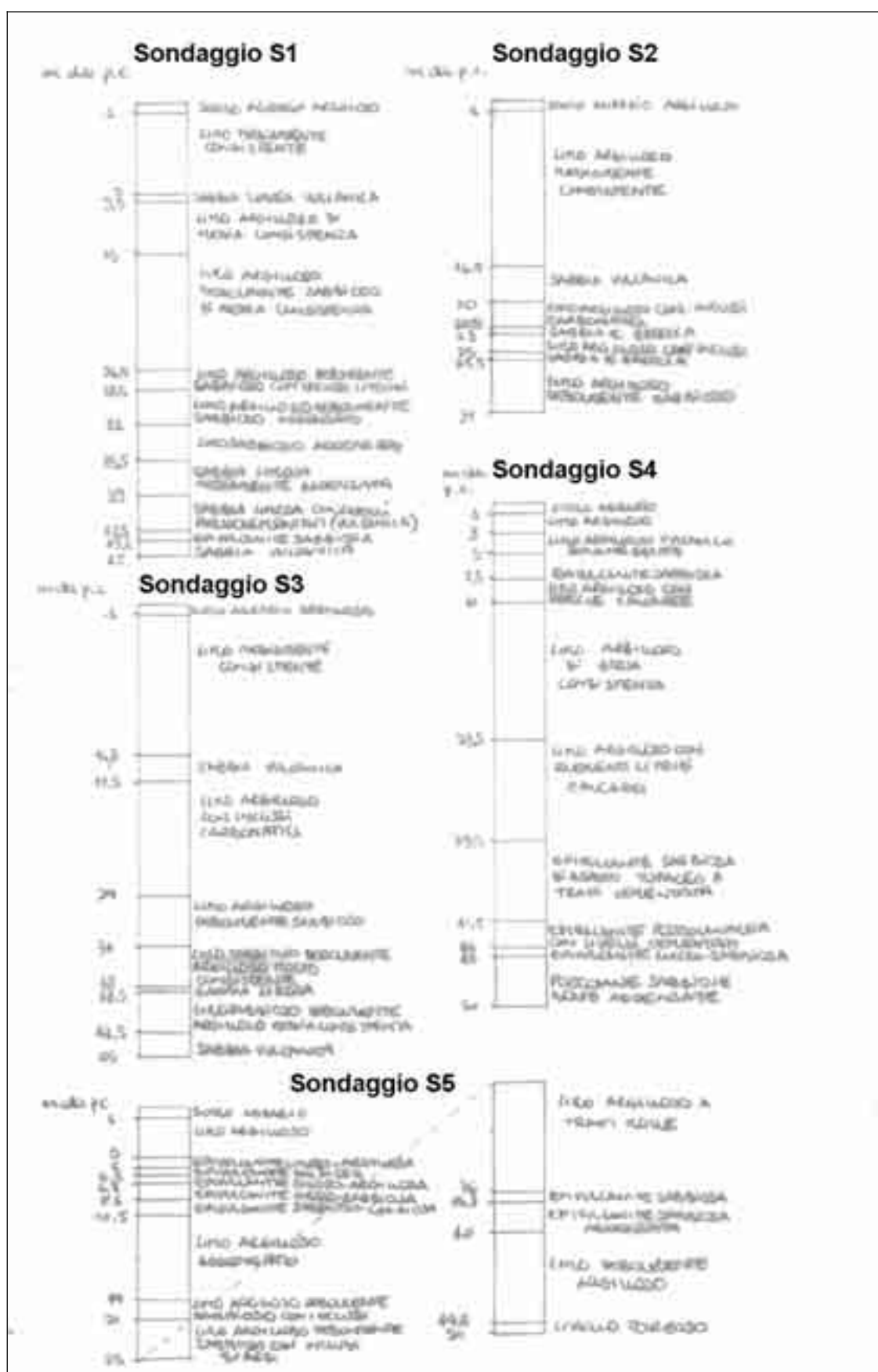
Questi dati indicano che l'area è suscettibile a fenomeni di sinkhole; in particolare tale suscettibilità riguarderebbe l'area ubicata lungo il bordo della Via Ninfa e l'area di Via Le Pastine, in cui sarebbero presenti depositi poco o affatto addensati, di scarsa consistenza ed elevata compressibilità (GEOAMBIENTE, 2006).

5.1.2 - Caratteristiche geomeccaniche dell'area di Doganella di Ninfa

In località “Bivio di Doganella” sono stati effettuati 5 sondaggi meccanici e 6 prove penetrometriche (GEOAMBIENTE, 2006). In figura 8 e in figura 9 vengono riportate, rispettivamente, l'ubicazione dei sondaggi e la schematizzazione delle stratigrafie ricavate da essi.



Figura 8: Ubicazione dei sondaggi S1, S2 e S3 realizzati in località Bivio di Doganella (GEOAMBIENTE, 2006)



Le prove CPT hanno permesso di effettuare la caratterizzazione geomeccanica dei terreni presenti nell'area di "Bivio di Doganella":

- i limi argillosi (che si incontrano fra 0 e 8 m di profondità) presentano buona consistenza e compressibilità medio-bassa, con coesione non drenata compresa fra 0,6 e 0,8 kg/cm², modulo edometrico compreso fra 80 e 90 kg/cm² e peso dell'unità di volume di 1,6-1,7 g/cm³;
- le epivulcaniti (che si incontrano oltre gli 8 m di profondità) si presentano allo stato plastico e talvolta molto plastico, hanno coesione non drenata compresa fra 0,6 e 1 kg/cm², modulo edometrico compreso fra 35 e 90 kg/cm² e peso dell'unità di volume di 1,85-1,9 g/cm³;
- le piroclastiti sabbiose (tra 15 e 20 m di profondità) hanno elevato grado di addensamento, coesione quasi nulla, peso dell'unità di volume di 1,9 g/cm³ e angolo di attrito interno di 30-35°;
- i limi argillosi debolmente sabbiosi con ghiaia presentano comportamento coesivo o granulare a seconda che prevalga l'argilla o la ghiaia, l'angolo di attrito interno è di 30°, la coesione di 1 kg/cm², il peso dell'unità di volume di 1,9-2,0 g/cm³ e modulo edometrico compreso fra 80 e 100 kg/cm².

In conclusione, le indagini geomeccaniche confermano quanto ricavato dalle indagini geofisiche realizzate nella stessa area, evidenziando infatti la presenza di omogeneità litologica e di caratteristiche geomeccaniche tali da escludere il verificarsi di improvvisa mancanza di massa (GEOAMBIENTE, 2006).

In borgata "Doganella di Ninfa" sono stati effettuati 2 sondaggi meccanici e 6 prove penetrometriche (GEOAMBIENTE, 2006), che hanno permesso di precisare che nei primi 55 m di profondità sono presenti sedimenti piroclastici con intercalazioni limo-argillose (di origine limno-palustre e alluvionale), cui seguono circa 50 m di alternanze di travertini e vulcaniti (la cui consistenza va da sciolti a litoidi), seguiti da 20 m di travertini (da litoidi ad incoerenti) alternati a depositi sabbiosi e sabbioso-limosi scarsamente addensati.

In figura 10 e in figura 11 vengono riportate, rispettivamente, l'ubicazione dei sondaggi e la schematizzazione delle stratigrafie ricavate da essi.

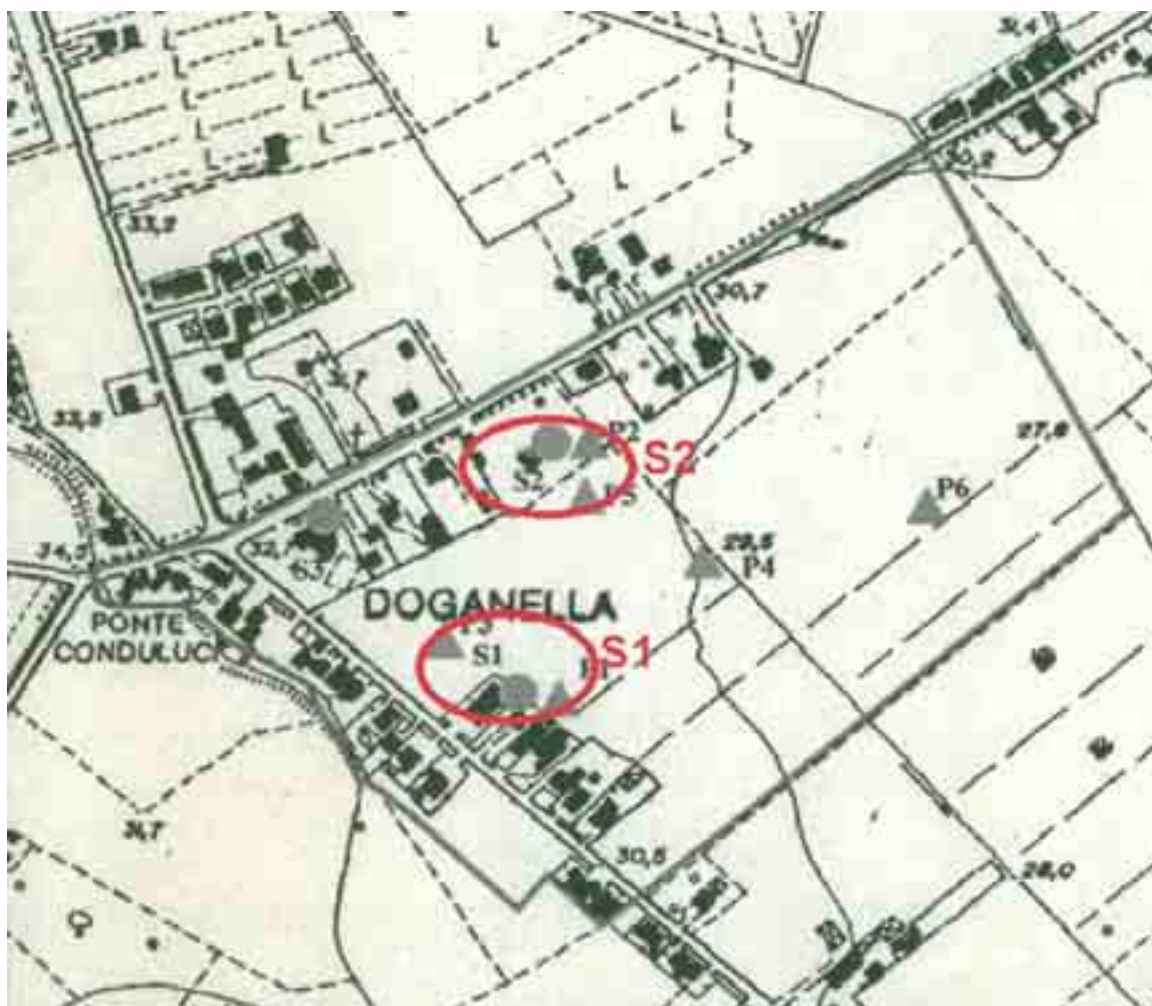


Figura 10: Ubicazione dei sondaggi S1 e S2 realizzati in località Doganella di Ninfa (GEOAMBIENTE, 2006)

Interessante è quanto emerge dal sondaggio S1: le anomalie gravimetriche ed elettriche, cui accennato in precedenza e che fanno presupporre che l'area in esame sia suscettibile a fenomeni di sinkhole, si collocano in corrispondenza di litotipi a granulometria fine (argilla-limo) di scarsa consistenza, talvolta allo stato molle; tali terreni si presentano inoltre saturi, poiché nell'area la quota piezometrica si colloca a -5 m dal p.c.

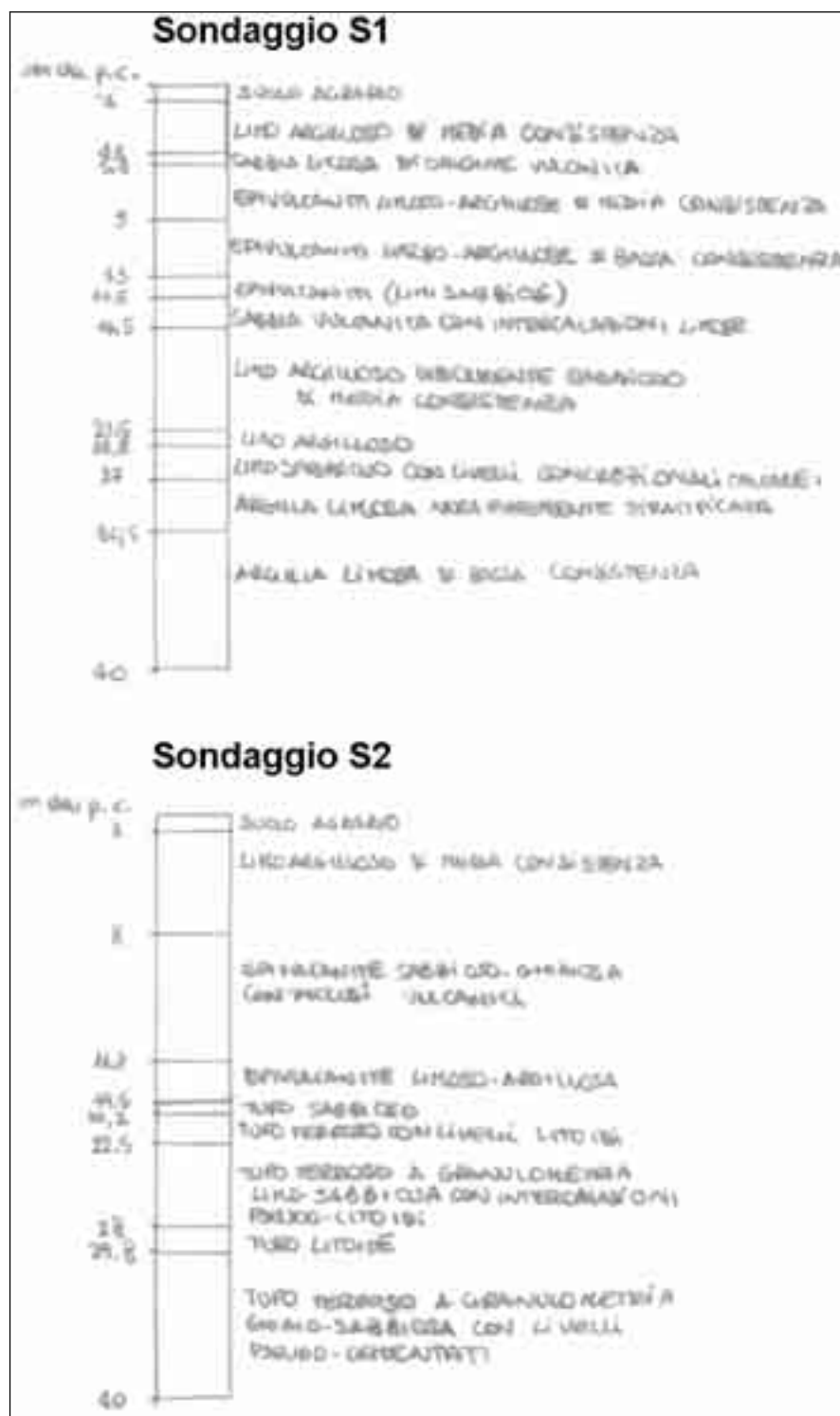


Figura 11: Schematizzazione delle stratigrafie dei sondaggi S1 e S2 realizzati in località Doganella di Ninfa (da GEOAMBIENTE, 2006)

Dalle prove CPT è stata ricavata la caratterizzazione geomeccanica dei terreni presenti nell'area di "Doganella di Ninfa":

- i terreni lacustri alluvionali intercalati a piroclastiti rimaneggiate presentano consistenza medio-bassa e compressibilità medio-alta, con coesione non drenata compresa fra 0,4 e 0,5 kg/cm² e peso dell'unità di volume di 1,6 g/cm³;
- le epivulcaniti (che si incontrano oltre gli 8 m di profondità) mostrano una buona consistenza e compressibilità bassa o nulla, presentano coesione non drenata pari a circa 1,2 kg/cm², peso dell'unità di volume di 1,8 g/cm³ e angolo di attrito interno di 30-35°;
- il tufo semilitoide (che si ritrova tra 28 e 30 m di profondità) è molto compatto e incompressibile, presenta angolo di attrito interno superiore a 35° e peso dell'unità di volume di 1,9 g/cm³.

Dalle indagini geomeccaniche effettuate in corrispondenza delle zone in cui si sono riscontrate anomalie gravimetriche negative, risulta che sono presenti, nelle prime decine di metri di profondità, volumi di sedimenti caratterizzati da bassissima densità e da scadenti proprietà meccaniche; questo potrebbe facilitare il verificarsi di fenomeni di asportazione della matrice fine da parte delle acque di falda che renderebbero l'area suscettibile a fenomeni di sinkhole (GEOAMBIENTE, 2006).

5.1.3 - Il sinkhole di Doganella di Ninfa

La formazione del sinkhole di Doganella di Ninfa (figura 12) si verifica improvvisamente nel pomeriggio del 22 agosto 1989, in una zona agricola pianeggiante, a circa 30 m di quota. Gli agricoltori del luogo sostengono di non aver notato, nei giorni che precedono lo sprofondamento, abbassamenti del suolo o fratture nell'area.



Figura 12: Il sinkhole di Doganella di Ninfa

Il diametro della cavità, che al momento della formazione era di circa 1 m, si è ampliato nel corso tempo. Nel febbraio 1992 la cavità presentava forma ellittica, con assi di 31 e 20 m e una superficie di 520 m² e la profondità massima era di 33 m. La cavità è asimmetrica (figura 13) e risulta più profonda e ripida sul lato ovest rispetto al lato est. Essa è riempita d'acqua e il livello si trova a circa 4 m dal p.c. Nel periodo 1990-1993 è stato osservato un abbassamento del livello di circa 3 m; abbassamenti del livello si osservano inoltre in estate e nel periodo primaverile, in corrispondenza della ripresa del pompaggio dai pozzi a scopo irriguo, a testimoniare la connessione idraulica fra la cavità e la falda (BONO, 1995).

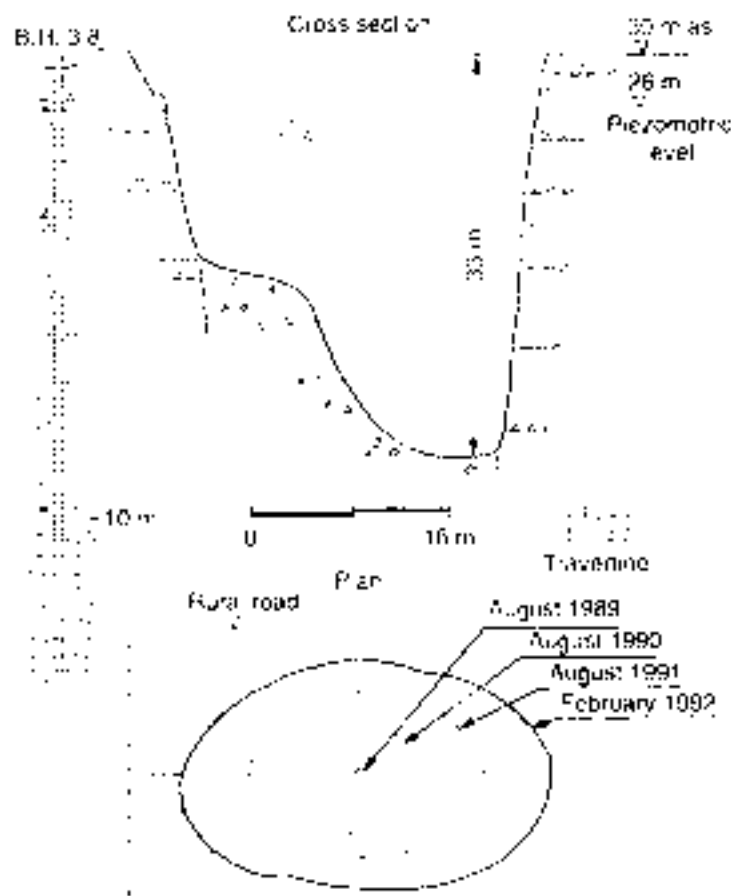


Figura 13: Pianta e sezione del sinkhole di Doganella (rilevamento del febbraio 1992, da BONO, 1995).

Nel 1999 la superficie era di 750 m² e gli assi misuravano rispettivamente 32 e 25 m. Dalle pareti della cavità (figura 14) si può osservare la stratigrafia, costituita da depositi piroclastici incoerenti rossastri (DI FILIPPO et alii, 2002).



Figura 14: Parete del sinkhole di Doganella di Ninfa

Secondo misure aggiornate al 2004 (CARAMANNA et alii, 2004) la cavità, allungata in direzione E-W, risulta profonda 35 m e il battente d'acqua è di circa 30 m.

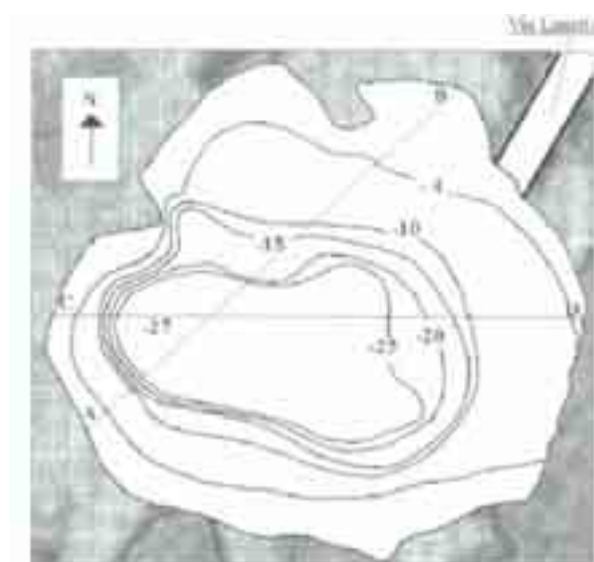


Figura 15: Batimetria del sinkhole di Doganella (da CARAMANNA et alii, 2004)

Fenomeni di microfranosità interessano le pareti della depressione e il materiale così asportato rende l'acqua particolarmente torbida. Le pareti della cavità si presentano

sostanzialmente verticali e in prossimità del fondo si osserva la presenza di uno sgrottamento la cui massima estensione coincide con la direzione del massimo allungamento del sinkhole stesso (figura 16).

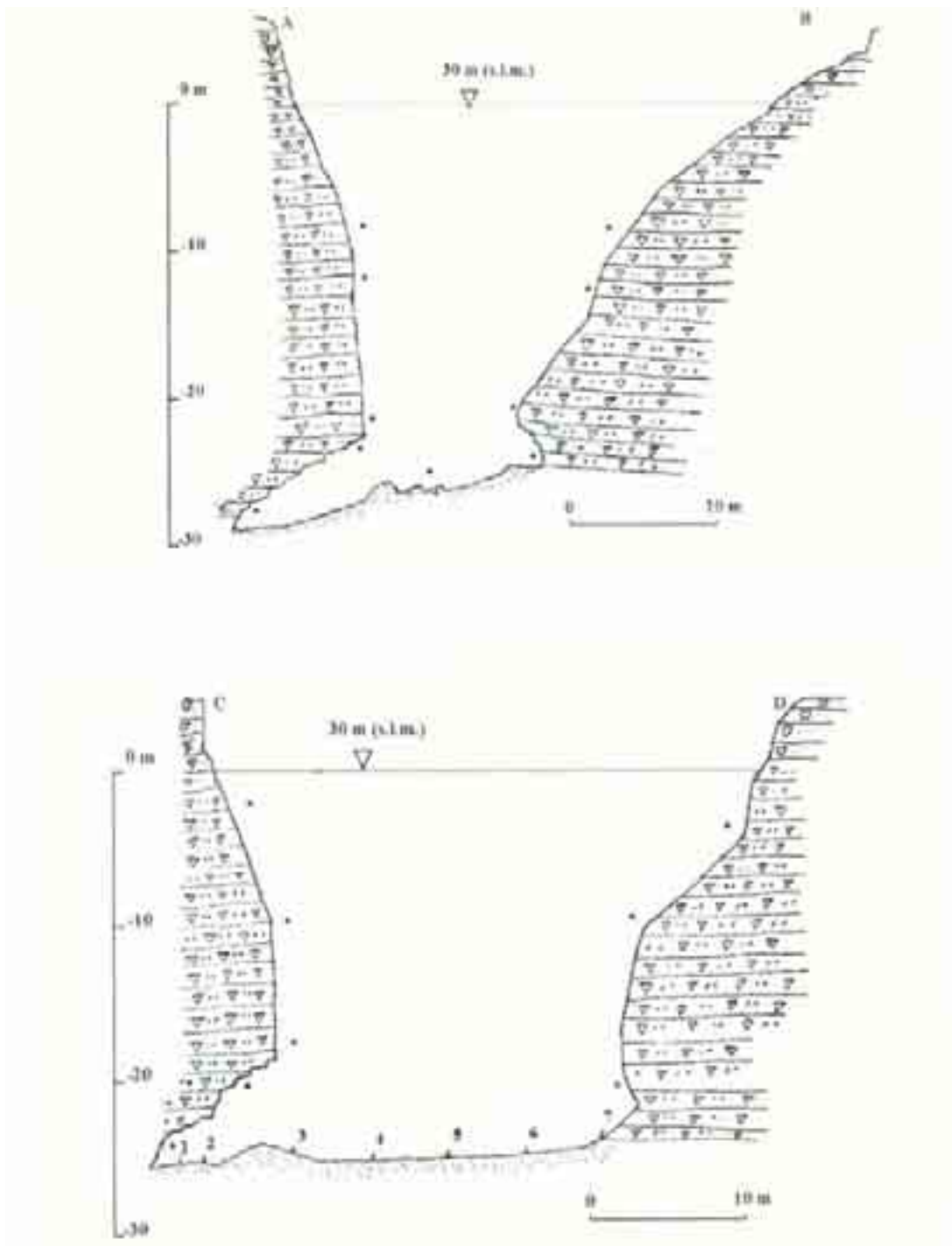


Figura 16: Sezione SW-NE e sezione E-W del sinkhole di Doganella (da CARAMANNA et alii, 2004)

Il fondo del sinkhole è coperto da uno strato di limo e lo spessore dei sedimenti incoerenti che ricoprono il substrato più coerente, le cui caratteristiche granulometriche sono assimilabili a quelle di argille coerenti o di piroclastiti sciolte, varia da 70 a 120 cm. Dal piano campagna fino a 12-15 m di profondità dalla superficie dell'acqua prevalgono i depositi vulcanoclastiti con matrice argillosa, mentre oltre i 15 m i depositi diventano più compatti, tanto da permettere lo sviluppo di una morfologia a gradini inversi in corrispondenza del tetto dello sgrottamento (CARAMANNA et alii, 2004).

Pur non essendo presenti immissari ed emissari, l'acqua presente nella cavità non è stagnante e questo indica l'esistenza di un continuo circuito di ricambio, causato da un affioramento della falda basale all'interno del sinkhole. Dalla comparazione fra il chimismo dell'acqua della sorgente Ninfa e le acque superficiali e di fondo del sinkhole, si nota innanzitutto una differenza nei valori dei parametri chimico fisici: per la sorgente si ha una temperatura di 15°C, un pH di 6,6 e una CE di 430 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mentre per il sinkhole la temperatura è di 17°C, il pH risulta pari 7,05 e la CE è di 4386 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Il chimismo indica un arricchimento in Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} e relativamente in Cl^- delle acque del sinkhole rispetto a quelle della sorgente. Tale mineralizzazione è verosimilmente attribuibile alla lisciviazione di depositi evaporitici ricchi in CaSO_4 ; i depositi argillosi che ricoprono il fondo causerebbero l'adsorbimento di Ca^{2+} e Mg^{2+} e il rilascio di Na^+ e K^+ in soluzione mentre SO_4^{2-} e Cl^- rimangono liberi in soluzione. La presenza di F^- fa ipotizzare invece la lisciviazione di depositi piroclastici recenti. I tenori di HCO_3^- tipici dell'area fanno escludere la presenza di flusso di CO_2 anomalo. La differenziazione del chimismo fra sorgente e sinkhole viene inoltre evidenziata dalle differenze fra i rapporti ionici principali e in particolare dal rapporto $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-} / \text{HCO}_3^-$ che nel sinkhole risulta tre volte superiore di quello della sorgente Ninfa.

Le acque del sinkhole di Doganella sono bicarbonato-calciche e il pH è lievemente basico (CAMPOBASSO et alii, 2004).

5.1.4 - Il Lago di Cotronia

Nell'area di Doganella è presente anche un altro laghetto subcircolare impostato su travertini. Tale laghetto, che non compare nella carta del Catasto Alessandrino di Francesco Conti del 1659, viene indicato sulle carte IGM (fin dall'edizione del 1883, scala 1:100.000) come Lago di Cotronia mentre nella Pianta delle Paludi Pontine del 1887 (figura 17) compare con il toponimo Piscina del Truglio.

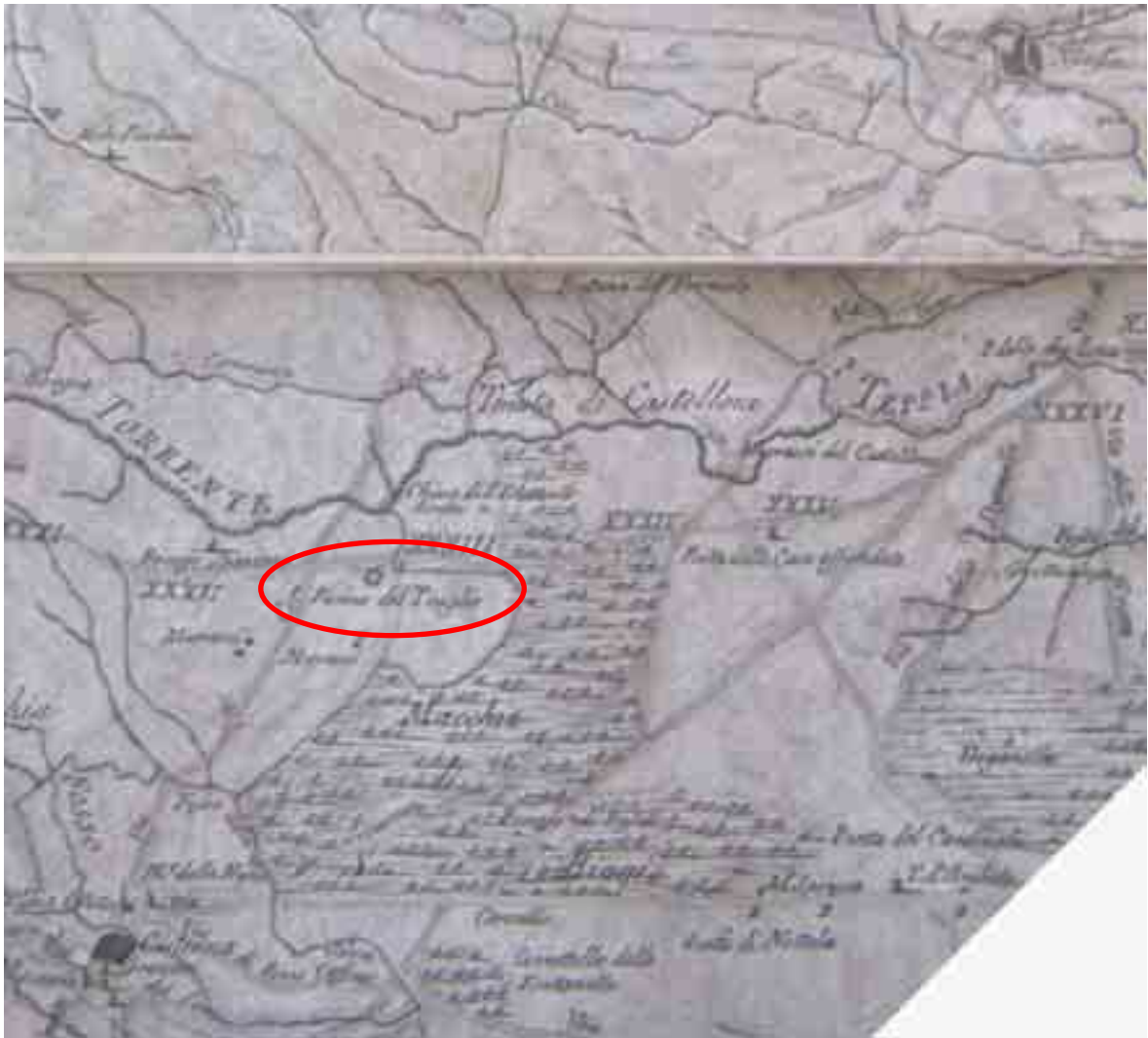


Figura 17: Il Lago di Cotronia nel 1887 (stralcio della Pianta delle Paludi Pontine, 1887)

Nella tabella che segue vengono riassunte le forme riconducibili a fenomeni di sinkhole presenti nell'area di Doganella di Ninfa, con relativa datazione e fonte storica o cartografica da cui sono state ricavate.

AREA DI DOGANELLA DI NINFA		
Anno	Documento	Forme presenti
1659	Carta del Catasto Alessandrino di Francesco Conti	Non viene rappresentato alcun laghetto nell'area di Doganella di Ninfa
1883	Carta IGM	Lago di Cotronia
1887	Pianta delle Paludi Pontine	Piscina del Truglio (corrispondente al Lago di Cotronia)
1989		Formazione del Sinkhole di Doganella di Ninfa (22 agosto 1989)

Tabella 4: Sinkhole dell'area di Doganella di Ninfa

5.2 - L'area di Sermoneta

Il gruppo Sprofondi si trova circa 1 km ad ovest di Sermoneta, sul proseguimento della conoide sepolta che da Valvisciolo scende verso la Contrada Ciocco. Tale conoide colma un settore di una depressione valliva (DI FILIPPO & TORO, in CAPELLI & SALVATI, 2002) che nel periodo di basso stazionamento del livello del mare richiamava i flussi che attualmente alimentano Ninfa e le Acque Puzze, ospitando quindi delle sorgenti. La formazione degli sprofondi sarebbe stata determinata dalla concomitanza di diversi fattori: processi tettonici, processi carsici e circolazione idrotermale. Un altro piccolo sprofondamento si è verificato nel 2002 nella stessa area, nei pressi della chiesa di S. Michele. Le acque che colmano gli sprofondi risultano sottosature (ALBANESE et alii, 2004).

Le acque del Lago Azzurro sono bicarbonato-calciche e il pH è basico e i valori sono più bassi andando in profondità, in parallelo con un lieve aumento della conducibilità e dei sali disciolti; la temperatura è più bassa della media della zona, facendo ipotizzare l'ingresso nel lago di acque sotterranee più fredde (CAMPOBASSO et alii, 2004).

Clerici (1924) riporta notizie relative ad un pozzo realizzato in località Torno (circa 1 km a ovest del Gruppo Sprofondi) in cui la perforazione avrebbe incontrato materiali tufacei e pozzolanici provenienti dall'apparato albano.

Molto vicine agli Sprofondi sono presenti le sorgenti del Gruppo Sermoneta, che presentano un chimismo a cloruri alcalini (BONI et alii, 1980). Secondo Mouton (1977) alcune sorgenti del Gruppo Sermoneta presenterebbero una mineralizzazione leggera (salinità compresa fra 0,27 e 0,45 g/l, durezza di 15-30°F e resistività di 10-20 ohm·m) e una discreta qualità chimica mentre altre risulterebbero sulfuree. Queste potrebbero corrispondere alle tre “polle” indicate in un lavoro Ministero dei Lavori Pubblici (1934), la cui portata complessiva risultava compresa fra 35 l/s (settembre 1933) e 87 l/s (giugno 1933) e la cui temperatura, misurata nel dicembre 1933, era compresa fra 14,2 e 14,5°C; le acque di queste sorgenti vengono infatti descritte in parte come sulfuree e in parte dolci e meno mineralizzate.

5.2.1 - Caratteristiche geofisiche dell'area di Sermoneta

Le indagini geoelettriche effettuate in borgata “Monticchio” (GEOAMBIENTE, 2006), che si trova a circa 1,5 km a sud-est del Gruppo Sprofondi, indicano che il substrato carbonatico è piuttosto superficiale e si presenta secondo un piano inclinato verso sud-ovest, con quote prossime all'emersione verso la dorsale e via via più elevate procedendo

verso il settore più meridionale dell'area, dove raggiunge circa -80 m; il substrato presenta inoltre irregolarità che potrebbero essere legate ad antiche incisioni, antiche doline o cavità carsica tuttora esistenti. La gravimetria indica che le anomalie sono controllate dall'andamento del substrato carbonatico mesozoico e non evidenziano la presenza di cavità sotterranee; in corrispondenza dell'abitato di Monticchio mettono in luce l'esistenza di sedimenti fluvio-lacustri a bassa densità (GEOAMBIENTE, 2006).

Le indagini geoelettriche svolte nell'area della borgata "Ponte Nuovo", circa 1 km a sud-ovest del Gruppo Sprofondi, non hanno rilevato la presenza di anomalie imputabili alla presenza di sinkhole antichi o in formazione (GEOAMBIENTE, 2006). I terreni sarebbero di natura limo-argillosa fino a circa -27 m e vulcanici o sabbioso-ghiaiosi oltre tale profondità e questi ultimi presenterebbero una zona rialzata (fino a -20 m) nella parte centrale dell'area indagata. Le anomalie gravimetriche negative, riscontrate nell'area posta ad est (lungo la Via dell'Irto) e ad ovest della zona indagata, sarebbero dovute alla presenza di paleoalvei colmati da depositi recenti e a bassa densità nei primi 10 m di profondità, mentre i terreni sarebbero caratterizzati da una maggiore consistenza nel settore centrale (figura 18) (GEOAMBIENTE, 2006).



Figura 18: Carta gravimetrica delle anomalie residue dell'area di "Ponte Nuovo" (GEOAMBIENTE, 2006)

5.2.2 - Caratteristiche geomeccaniche dell'area di Sermoneta

In borgata “Monticchio” sono stati effettuati 2 sondaggi meccanici e 3 prove penetrometriche (GEOAMBIENTE, 2006). In figura 19 e in figura 20 vengono riportate, rispettivamente, l’ubicazione dei sondaggi e la schematizzazione delle stratigrafie ricavate da essi. I risultati più interessanti emergono dalla stratigrafia del sondaggio S2 che, al di sotto di circa 8 m di detrito calcareo riferibile alla conoide del Fosso Carella, incontra dapprima limi, argille e sabbie per poi passare ad un limo di origine limno-palustre con intercalazioni torbose. Dalla prova CPT eseguita nei pressi dello stesso sondaggio sono stati ricavate le caratteristiche geotecniche dei terreni: ai primi 7 m, in cui si incontrano terreni caratteristiche meccaniche risultano molto scadenti, fanno seguito terreni a medio-bassa consistenza, con coesione non drenata di circa $0,6-1,0 \text{ kg/cm}^2$ e modulo di compressibilità edometrica di $35-90 \text{ kg/cm}^2$. I risultati delle indagini geomeccaniche sembrano dunque confermare quanto già ricavato dalle indagini geofisiche (GEOAMBIENTE, 2006).

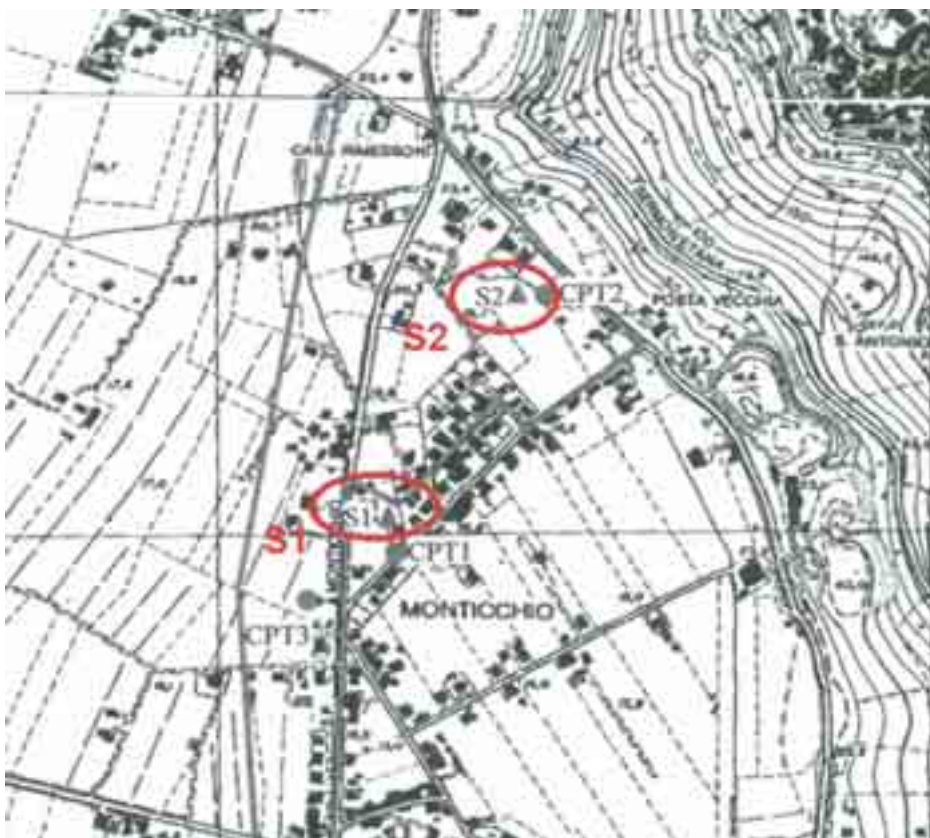


Figura 19: Ubicazione dei sondaggi S1e S2 realizzati in località Monticchio (GEOAMBIENTE, 2006)

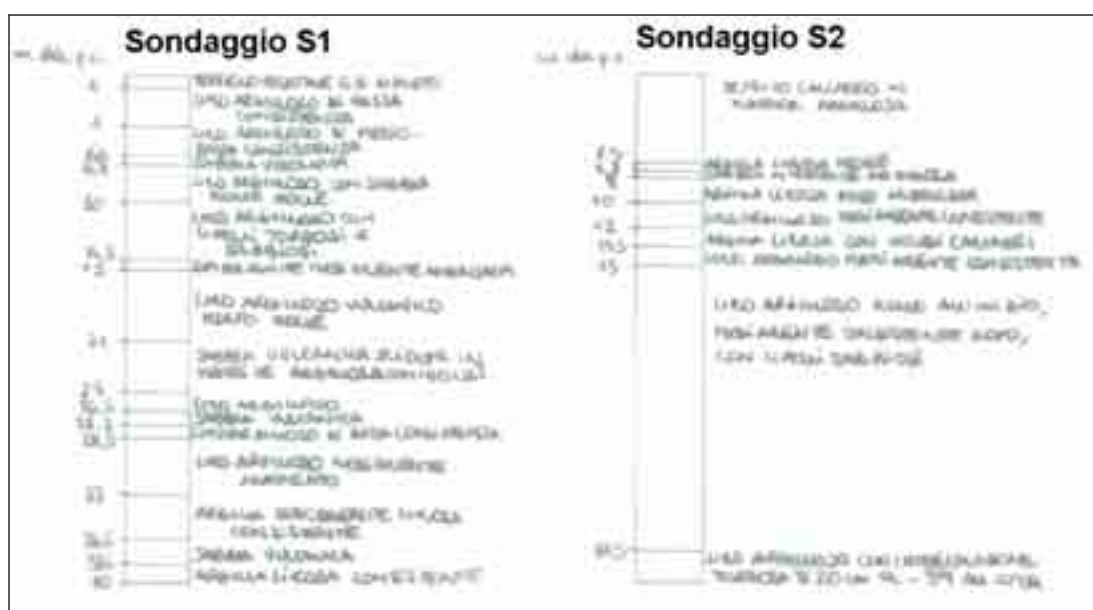


Figura 20: Schematizzazione delle stratigrafie dei sondaggi S1e S2 realizzati in località Monticchio (da GEOAMBIENTE, 2006)

In borgata “Ponte Nuovo” sono stati effettuati 6 sondaggi meccanici e 10 prove penetrometriche (GEOAMBIENTE, 2006). In figura 21 e in figura 22 vengono riportate, rispettivamente, l’ubicazione dei sondaggi e la schematizzazione delle stratigrafie ricavate da essi.

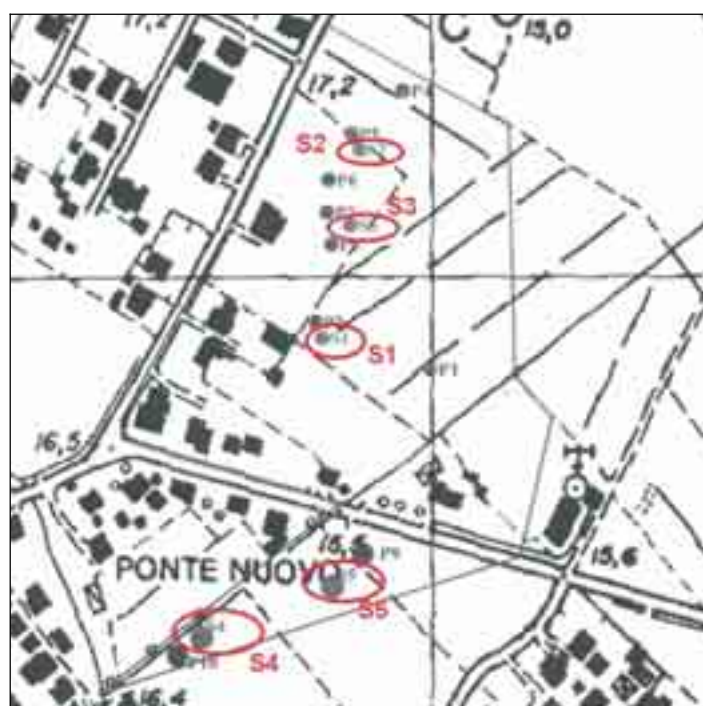
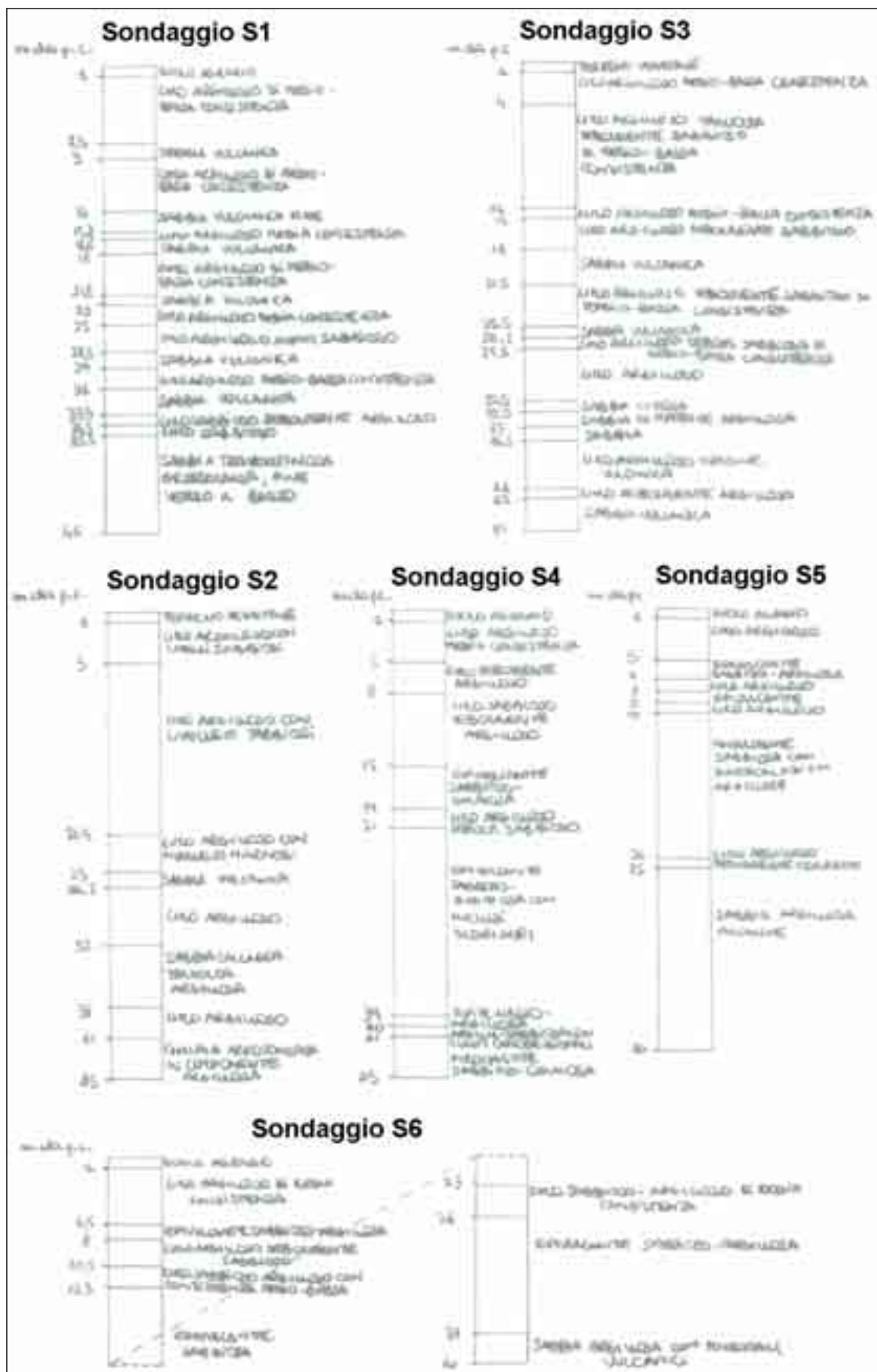


Figura 21: Ubicazione dei sondaggi S1, S2, S3, S4 e S5 realizzati in località Ponte Nuovo (GEOAMBIENTE, 2006)



Nell'area si distinguono, in sostanza, tre diverse litologie:

- i limi argillosi epivulcanici: tali limi contengono una scarsa percentuale di sabbia e clasti litoidi arrotondati, si trovano prevalentemente allo stato plastico e presentano coesione non drenata compresa fra 0,6 e 1,0 kg/cm² e modulo di compressibilità edometrica di 35-70 kg/cm²;
- le tufiti: hanno granulometria limo-sabbiosa, con scarsa percentuale di argilla, e si presentano a tratti cementate; hanno angolo di attrito interno di 30-35°, modulo di compressibilità edometrica di 80-100 kg/cm² e peso dell'unità di volume mediamente di 1,70 g/cm³;
- un livello calcareo-evaporitico: sono fanghi calcarei a granulometria prevalentemente limoso-sabbiosa con sabbia grossolana, ghiaia e ciottoli calcarei; talvolta sono presenti strati travertinosi; l'angolo di attrito interno è di 28-30° e il peso dell'unità di volume mediamente di 1,80 g/cm³.

Dalle prove CPT risulta che i terreni dei primi 20 m hanno peso dell'unità di volume compreso fra 1,60 e 1,90 g/cm³, angolo di attrito interno di 23-25°, coesione di 0,1-0,3 kg/cm² e coesione non drenata di 0,40-0,60 kg/cm²; il grado di saturazione è del 100% e il grado di umidità naturale va dal 34 al 57%.

L'insieme dei dati geofisici e geognostici permettono di escludere il verificarsi di fenomeni di sinkhole nell'area di "Ponte Nuovo" (GEOAMBIENTE, 2006).

5.2.3 - Gli sprofondamenti nell'area di Sermoneta

Il gruppo è costituito da 5 sprofondamenti di forma subcircolare allineati in direzione N-S.



Figura 23: Stralcio della tavoletta IGM 1:25.000 Sermoneta in cui sono visibili quattro dei cinque sprofondamenti del Gruppo Sprofondi (da CARAMANNA et alii, 2004)

Di questi, due risultano ormai colmati: uno era già colmato nel 1903 (MARINELLI, 1904) mentre l'altro, in cui nel 1903 era presente dell'acqua, già nel 1904 era coperto da poca erba (ALMAGIA', 1904) ed è ormai interrato da qualche anno (CARAMANNA et alii, 2004). Quest'ultimo è visibile sulla carta IGM del 1938 ed è riconoscibile sul terreno per la presenza di un piccolo avvallamento ricoperto da vegetazione (CAMPOBASSO et alii, 2004).



Figura 24: Schizzo degli Sprofondi in scala 1:100.000 (da MARINELLI, 1904)

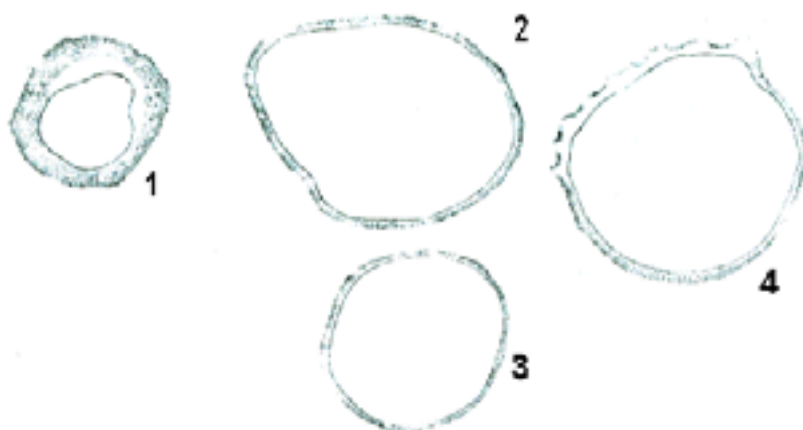


Figura 25: Planimetria degli Sprofondi (da MARINELLI, 1904)

Esso, indicato nello schizzo di Marinelli (figura 24 e 25) con il n° 1, aveva un diametro massimo di 36 m e minimo di 30 m circa e la profondità dell'acqua appariva modesta (MARINELLI, 1904). Altri due sprofondamenti, il n° 2 e il n° 3 (figura 26) ospitano laghetti dalle pareti subverticali: il livello dell'acqua, che si trova a circa 10 m dal p.c. (a -4 m nel 1903 e a -3 m nel 1904), è soggetto a variazioni stagionali; la falda nell'area si trova a circa 13 m dal p.c.; sembrano assenti emergenze sul fondo e l'alimentazione sarebbe legata alla falda superficiale (CARAMANNA et alii, 2004). Il n° 2 presenta diametro maggiore di circa 90 m e diametro minore di circa 74 m, mentre il n° 3 ha diametri rispettivamente di 70 e 54 m. Uno dei due dovrebbe essere profondo 25 m dal pelo dell'acqua. Mentre Marinelli identifica queste due cavità con quelle già osservate da Prony nel 1818, secondo Amalgia (1904) la loro formazione risalirebbe al 1870 circa.



Figura 26: Gli Sprofondi 2 e 3 visti dall'alto

Il Lago Sprofondo (n° 4), ora denominato Lago Azzurro (figura 27), ha forma circolare e diametro medio di 80 m circa; sul fondo, a differenza di quanto osservato per gli altri sprofondi, sarebbero presenti sorgenti di piccola portata. La sua formazione, che secondo la tradizione popolare risale al 25 luglio di un anno imprecisato, che Amalgia (1904) fa corrispondere al 1786 (cavità già indicata nel 1818 da Prony), ha causato la perdita di vite umane.



Figura 27: Il Lago Azzurro

Dalla Carta della Campagna di Roma del 1802 (figura 28) risulta che gli sprofondi nei pressi di Sermoneta erano soltanto 2. In tale carta essi sono ubicati a sud dell'abitato di Sermoneta e quindi in posizione discordante rispetto all'attuale.

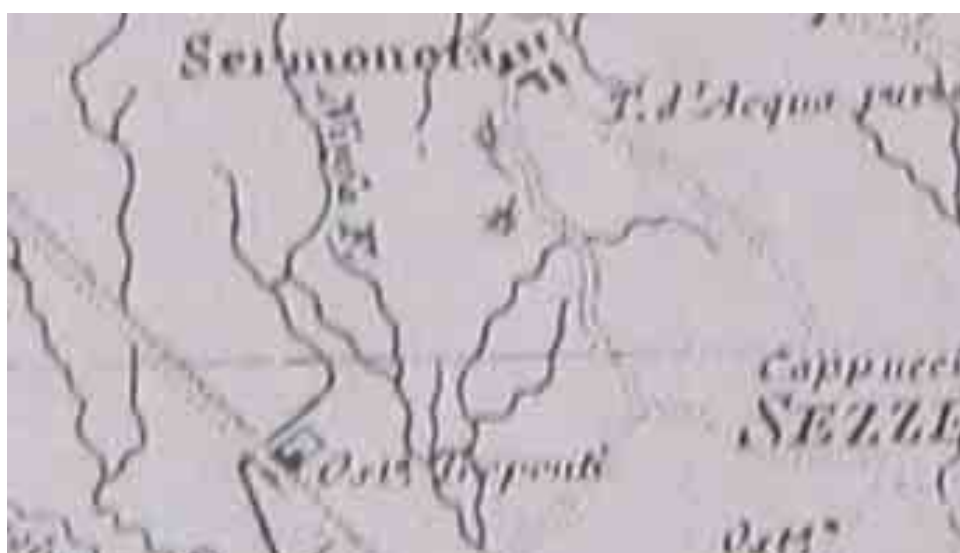


Figura 28: Gli sprofondi nel 1802 (stralcio della Carta della Campagna di Roma, 1802)

Dal Foglio 158 dell'IGM scala 1:100.000 (edizione del 1884) risulta che gli sprofondi sono 3; bisogna inoltre notare che i due più vicini vengono cartografati in posizione leggermente diversa rispetto a quella reale (figura 29).



Figura 29: Gli sprofondi nel 1884 (stralcio del F158 scala 1:100.000, 1884)

Ulteriori fonti storiche (DE CASTANI, 1909) indicano la presenza di un laghetto tondo già nel 1666 («...Che sia lecito alla comunità di Sermoneta vedere l'erbaggio di Piandenolfo a suo arbitrio in quella parte cioè che comincia alle case delle vacche rosse, posta verso Terracina, e tira per la strada che divide la tenuta di Piandenolfo con la tenuta dell'Acquapuzza e tira fino al Laghetto Tondo e confina dall'altra parte per dirittura il fiume di Portatura... » e «...Perché è necessario che il bestiame di Sermoneta vadano a bere alle fontanelle sotto l'arnale che arriva sino alla posta vecchia e seguita dalla parte di sotto sino al Laghetto tondo...») mentre tra il 1749 e il 1751 sembra fosse presente un obico in località Cese («...Nel fine delle Cese verso la via Papale s'ammira dentro una vigna una grandissima fossa rotonda detta da paesani "obico" e forma un fondo come una piazza, ma che cosa sia stata e a qual uso non so immaginarmi, se pure non è effetto dell'abbassamento di terreno per qualche terremoto di quantità d'acque che vi passano sotto, ma considerandola così rotonda, non pare verosimile...»).

Da una carta del Catasto Alessandrino di Francesco Conti del 1659 nell'area di Sermoneta non risulta la presenza di alcuno sprofondo, mentre viene indicata la presenza di 5 laghetti presso Monticchio e di 3 laghetti in località Torre Acqua Puzza (figura 30).

5.3 - L'area di Sezze-Priverno

I laghi del Vescovo si trovano a quote di -1/-1,5 m al di sotto del livello del mare (PICOZZA, 2004) in una piccola depressione strutturale in cui si sono depositi grandi spessori di terre organiche e torbe, associate a livelli travertinosi dovuti alla presenza di sorgenti sia carsiche che idrotermali (ALBANESE et alii, 2004). L'elevata componente organica dei terreni rende quest'area, come del resto accade per tutta la Pianura Pontina, soggetta ad intensa subsidenza. Gli abbassamenti del suolo nella vicina area della Mezzaluna sono stati valutati pari a 5,9 m tra il 1811 e il 1994 (BRUNAMONTE & SERANGELI, 1996).

Il gruppo dei Laghi del Vescovo si trova a sud di Sezze, a ridosso della dorsale lepino-ausona, in località "Gricilli". Oltre ai Laghi del Vescovo, questo gruppo comprende il Lago S. Carlo e il Lago Mazzocchio, posti rispettivamente a NW e SE rispetto ai primi.

Il Laghi del Vescovo (figura 31) sono quattro: Lago Bianco, Lago Nero, Lago Verde e uno più piccolo senza nome, talvolta denominato Lago Piccolo (PICOZZA, 2004).



Figura 31: Veduta dall'alto dei Laghi delVescovo

Questi laghi presentano acque mineralizzate con alti tenori di CO₂, H₂S e altri composti dello zolfo e colore opalescente; il Lago Bianco è l'unico non mineralizzato (CAMPOBASSO et alii, 2004).

Dalle analisi condotte da Capelli et alii (2004) risulta che le acque del Lago Verde e del Lago Nero sono cloruro-sodiche, composizione anomala per un'area carsica, che riflette con ogni probabilità la presenza di un contributo di una componente profonda ricca in sodio e cloro che si mescola con le acque del circuito carsico a composizione bicarbonato-calcica. Le concentrazioni dei due ioni sono più elevate per il Lago Verde, come messo in evidenza anche dai più alti valori di conducibilità elettrica.

In entrambi i laghi è stata individuata la presenza di sorgenti sublacuali, che sarebbero la causa della diminuzione della temperatura verso il fondo dei laghi stessi che risultano così stratificati. Le acque del Lago Verde sono leggermente acide (pH compreso fra 6,3 e 6,7) e tendono ad assumere i valori più bassi in corrispondenza del margine NE, dove risultano pari a quelli di un'emergenza (denominata Sg14) che mostra caratteri chimici molto simili a quelle del lago stesso. Valori così bassi si spiegherebbero con la presenza di fluidi profondi ricchi in CO₂, cui ampiamente accennato in precedenza. Il pH del Lago Nero varia invece fra 7,1 e 7,7 mentre il contenuto di gas cresce procedendo verso il fondo (CAMPOBASSO et alii, 2004). I fluoruri in entrambi i laghi risultano compresi fra 0,3 e 0,8 mg/l; tali valori, confrontati con quello relativo all'acquifero carsico, che risulta pari a 0,045 mg/l (BONI et alii, 1980), sono un ulteriore indizio della presenza di un circuito idrotermale nel basamento carbonatico sepolto (CAMPONESCHI & NOLASCO, 1983).

Il metodo del radon budget ha fornito una quantificazione della portata delle sorgenti che alimentano il Lago Verde, che è risultata di 84,4 l/s (CAPELLI et alii, 2004), valore vicino ai 94 l/s determinati con misure idrologiche convenzionali (CAMPONESCHI & NOLASCO, 1983). La portata complessiva delle sorgenti sublacuali per il Lago Nero e il Lago Verde è di 94,8 l/s (CAPELLI et alii, 2004). Esistono poi altre valutazioni della portata totale delle sorgenti del gruppo dei Laghi del Vescovo (comprensiva di altre sorgenti minori) che secondo Boni et alii (BONI et alii, 1988) sarebbe di 185 l/s mentre secondo Petitta (PETITTA, 1994) sarebbe in media di 245 l/s, con un minimo di 105 l/s.

Il Lago Nero è alimentato, oltre che da sorgenti sublacuali, da un piccolo corso d'acqua che raccoglie le acque della sorgente Acqua Amara, che presenta salinità pari a 2,8 g/l, temperatura di 22-23°C, e un contenuto in bicarbonato pari a 1,1 g/l; essa presenta inoltre CO₂ libera pari a 345 mg/l e H₂S pari a 34 mg/l, ulteriore testimonianza dell'esistenza di una circolazione idrica profonda (CAMPONESCHI & NOLASCO, 1983).

Il Lago S. Carlo, caratterizzato da acque dolci, è anch'esso alimentato da sorgenti sublacuali la cui portata, valutata attraverso la misura della portata dell'emissario del lago stesso, risulta molto diminuita in seguito alle operazioni di bonifica che certamente hanno

abbassato il livello del lago. La temperatura superficiale è risultata di 22°C (MINISTERO LAVORI PUBBLICI, 1934).

Nel complesso la portata delle sorgenti sia sublacuali che superficiali che confluiscono nel gruppo dei Laghi del Vescovo è di circa 0,8 m³/s, valore misurato nel Fiumetto dell'Acqua Zolfa. Le sorgenti superficiali considerate sono Acqua Amara (due polle di acqua sulfurea, a 22-23°C e incrostante), Acqua Dolce (dolce e con temperatura di 15-16°C), Acqua Zolfa (minerale, con temperatura di 22-23°C, incrostante e ricca in gas) e la Fontana del Gelso (costituita da piccole polle, con temperatura di 18-19°C, che si raccolgono in un canaletto che confluisce nel Fiumetto dell'Acqua Zolfa). Circa 1 km a sud-est dei Laghi del Vescovo si trova invece la Fontana del Muro, costituita da due polle di portata pressoché uguale, una sulfurea e a temperatura di 17-18°C, l'altra dolce e a temperatura di 14-15°C. Entrambe confluiscono in un canale che si immette nel Lago Mazzocchio. Ancora più a sud-est troviamo invece la Sorgente dei Gricilli, caratterizzata da acqua dolce e con temperatura di 15-16°C (MINISTERO LAVORI PUBBLICI, 1934).

5.3.1 - Gli sprofondamenti nell'area di Sezze-Priverno

Il Lago Bianco presenta una forma ad 8 e raggiunge i 18 m di profondità. Il Lago Nero (figura 32) è costituito dalla coalescenza di due cavità a forma di imbuto, profonde 9-10 m, separate da una soglia che si trova a due metri di profondità (CAMPOBASSO et alii, 2004).



Figura 32: Il Lago Nero

Il Lago di S. Carlo, che presenta forma circolare (figura 33), è caratterizzato da polle risorgive e da risalite di gas. Esso, all'interno del gruppo del Vescovo, è il più lontano dalla dorsale carbonatica (200 m) (CAMPOBASSO et alii, 2004; CARAMANNA et alii, 2004).



Figura 33: Veduta dall'alto del Lago San Carlo

Il Lago Mazzocchio (figura 34) è alimentato da un canale che raccoglie le acque di un impianto idrovoro e le sue acque vengono convogliate nel Fiume Uffente da un secondo canale (CAMPOBASSO et alii, 2004).

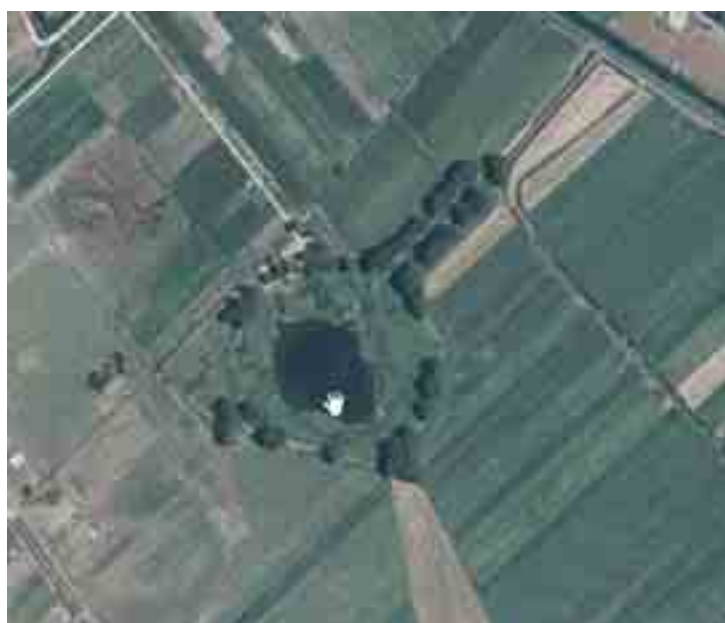


Figura 34: Veduta dall'alto del Lago Mazzocchio

Nell'aprile del 1991 nell'area dei laghi del Vescovo si è verificata la formazione di alcune depressioni, con abbassamenti del suolo variabili fra 0,8 e 1,9 metri. Questo fenomeno ha provocato l'inversione del flusso del "Fossetto dell'acqua sulfurea", che drenava le acque dei laghetti verso la Pianura Pontina, le cui acque si sono riversate nel Lago Bianco che ha così subito un innalzamento del livello dell'acqua, cui è seguito l'allagamento dei terreni limitrofi. Gli abbassamenti sono stati accompagnati dalla formazione di vere e proprie fratture nel terreno, che nella maggior parte dei casi ricalcano quasi perfettamente l'andamento perimetrale dei Laghi del Vescovo (figura 35). Esse si sono impostate in corrispondenza delle zone a minore resistenza, con piani di rottura inclinati fra 45° e 80° e ad andamento sinuoso.

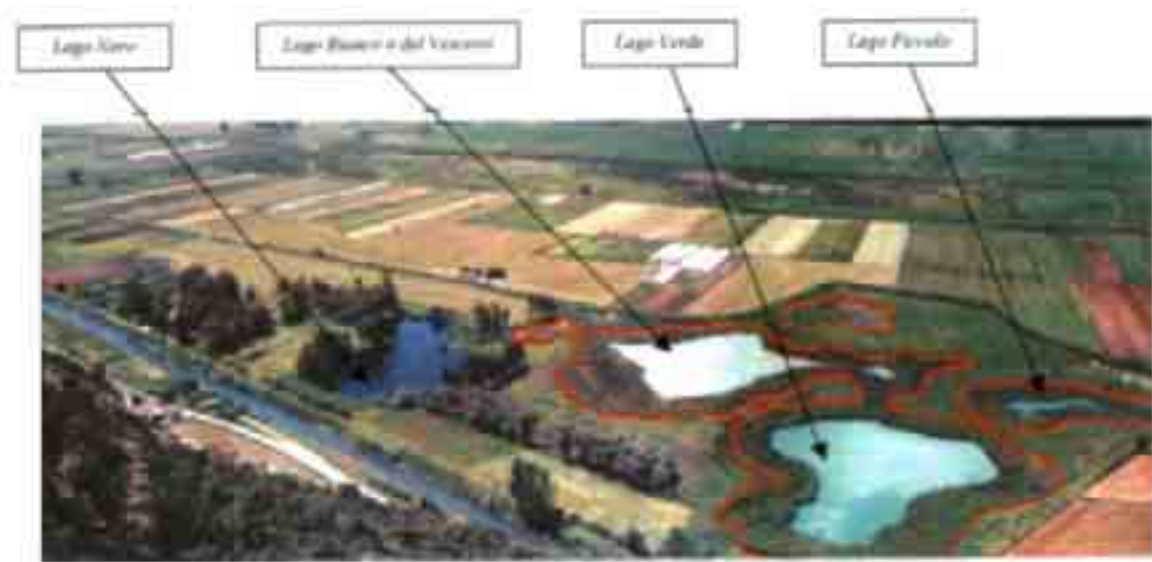


Figura 35: Veduta dei Laghi del Vescovo, con l'andamento delle fratture formatesi nel 1991 tracciato in rosso (da PICOZZA, 2004)

Inizialmente il cedimento ha interessato l'area compresa fra la sponda dei laghi e le fratture, permettendo quindi l'espansione della superficie lacustre; in un secondo momento, invece, questa fascia ha iniziato ad incurvarsi verso la frattura stessa, situazione che sembra destinata a provocare la risalita delle acque in corrispondenza delle fratture con un conseguente allagamento della porzione di terreno. È interessante notare che questo fenomeno ha interessato soltanto i laghi aventi acque albule, non coinvolgendo dunque il Lago Nero (PICOZZA, 2004).

Come si può osservare dalla Carta del Catasto Alessandrino di Francesco Conti (figura 36), il gruppo dei Laghi del Vescovo era già presente nel 1659. In questa carta sono infatti presenti 5 laghetti a ridosso della dorsale lepina e altri due a poca distanza da questo primo gruppo: il più vicino ai Laghi del Vescovo corrisponderebbe al Lago di Manello mentre l'altro è ubicato nei pressi di Torre di Sezze.

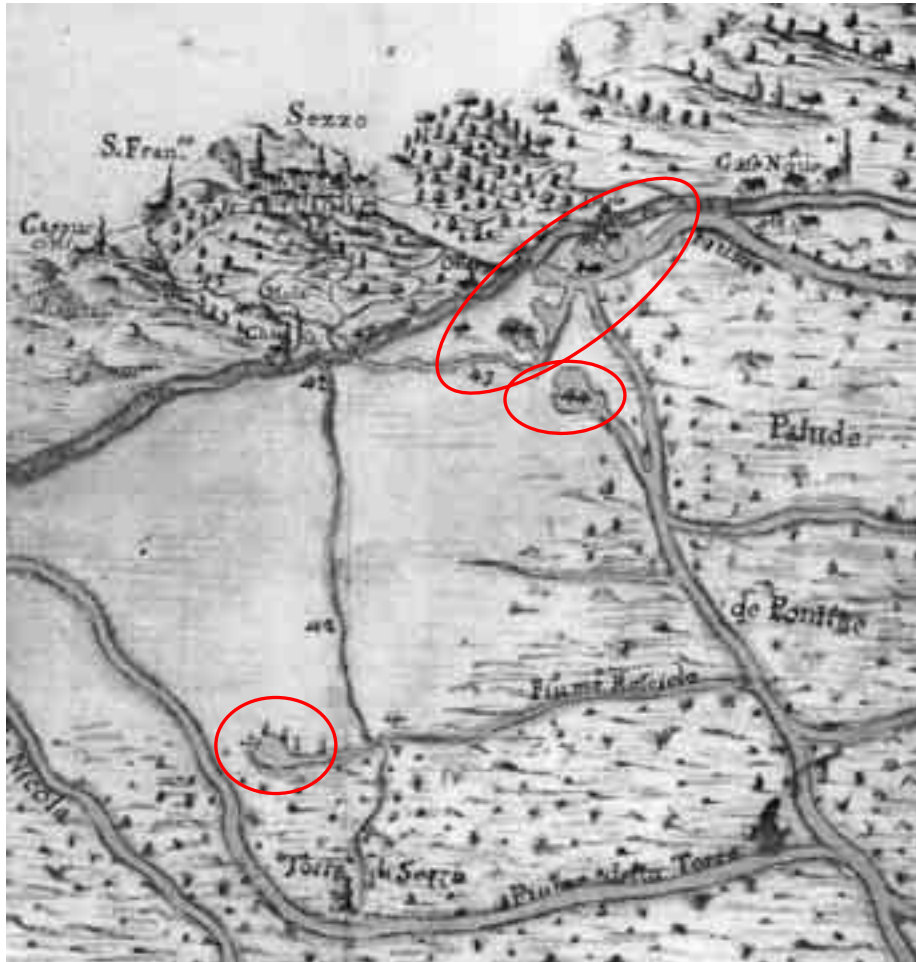


Figura 36: Carta del Catasto Alessandrino di Francesco Conti (1659)

Nella Carta dello Stato Paludoso dell'Agro Pontino del 1777 (figura 37) sono presenti quattro laghetti indicati con il toponimo Laghi del Vescovo (uno dei quali corrisponderebbe all'attuale Lago S. Carlo), uno indicato come Lago di Manello e altri due laghetti denominati Lago dei Gricilli (uno in più rispetto all'attuale Lago Mazzocchio).



Figura 37: Il Gruppo dei Laghi del Vescovo nel 1777 (stralcio della Carta dello Stato Paludoso dell'Agro Pontino, 1777)

Nella stessa carta sono presenti altre forme riferibili a fenomeni di sinkhole, quali la Piscina della Scardaffa e altre due depressioni prive di nome, situate nell'area costiera a ridosso del promontorio del Circeo (figura 38).

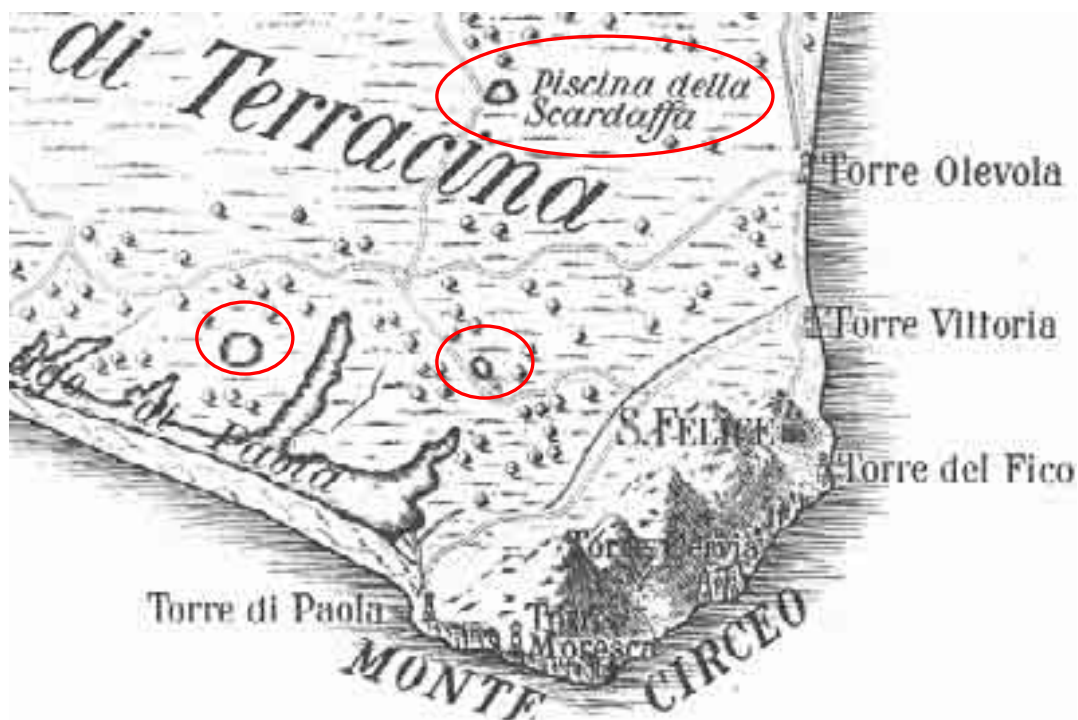


Figura 38: La Piscina della Scardaffa e le altre due depressioni nei presso del Monte Circeo (stralcio della Carta dello Stato Paludoso dell'Agro Pontino, 1777)

Dalla Pianta delle Paludi Pontine (figura 39) si può invece notare che nel 1887 il Lago San Carlo era denominato Lago Ochioaterra, mentre il Lago Mazzocchio portava il nome di Lago de Gricilli (quest'ultimo risulta essere un unico laghetto, a differenza di quanto riportato nella carta del 1777). Per quanto concerne il gruppo centrale dei Laghi del Vescovo, si distinguono tre depressioni più ampie e vicine tra loro e una più piccola spostata verso W. Anche in questa carta compare il Lago di Manello.



Figura 39: I Laghi del Vescovo nel 1887 (stralcio della Pianta delle Paludi Pontine, 1887)

Osservando le carte edite dall'IGM (Foglio 159) relative al periodo 1884-1928, si può osservare che il Lago di Manello va a scomparire a seguito degli interventi di bonifica ed infatti nelle edizioni del 1887 (figura 40) e del 1907 risulta essere posizionato lungo uno dei canali. Nella stessa carta si può osservare che oltre ai Laghi San Carlo (di cui non compare il toponimo) e Mazzocchio (ancora indicato con il toponimo Gricilli), i laghi del Vescovo risultano essere quattro.



Figura 40: Laghi del Vescovo nel 1887 (stralcio del F159, 1887)

Nella tabella che segue vengono riassunte le forme riconducibili a fenomeni di sinkhole presenti nell'area di Doganella di Ninfa, con relativa datazione e fonte storica o cartografica da cui sono state ricavate.

AREA DI SEZZE-PRIVERNO		
Anno	Documento	Forme presenti
1659	Carta del Catasto Alessandrino di Francesco Conti	Lago di Manello
1777	Carta dello Stato Paludoso dell'Agro Pontino	Lago S. Carlo 3 Laghi del Vescovo Lago di Manello 2 Laghi dei Gricilli Piscina della Scardaffa Due depressioni prive di nome
1887	Pianta delle Paludi Pontine	Lago Ochioaterra (corrispondente al Lago S. Carlo) 4 Laghi del Vescovo Lago dei Gricilli (corrispondente al Lago Mazzocchio) Lago di Manello
1907-1928	Carte IGM	Il Lago di Manello scompare

Tabella 6: Sinkhole dell'area di Sezze-Priverno

6 - Discussione e conclusioni

Il presente lavoro, che ha avuto come oggetto lo studio dei fenomeni di sinkhole della Pianura Pontina, è stato di tipo multidisciplinare poiché ha affrontato gli aspetti geologici, geomorfologici, geotecnici, geofisi e storici dell'area; questo tipo di approccio ha avuto come scopo quello di tracciare un quadro di insieme della realtà fisica all'interno della quale si originano i fenomeni in questione.

Le complesse strutture che costituiscono il substrato di tutta l'area pontina sono ricoperte da una estesa coltre di depositi quaternari, sia di natura continentale che vulcanica. Ricostruzioni basate su dati ricavati da perforazioni e da indagini geofisiche hanno permesso di individuare la presenza di depositi riferibili a diversi ambienti deposizionali, con un passaggio da facies tipiche di piattaforma a facies di transizione di tipo sabino procedendo dalla dorsale lepina verso il settore costiero (BONI et alii, 1980).

Dal punto di vista gravimetrico la Pianura Pontina si configura come una vasta depressione orientata NW-SE caratterizzata al suo interno dalla presenza di massimi e minimi locali corrispondenti all'affioramento di depositi a diversa densità. Tale depressione è affiancata dalla struttura gravimetrica positiva costituita dalla catena dei Lepini-Ausoni. L'ambiente di piattaforma carbonatica subisce una differenziazione a partire dal giurassico medio: nel settore NE (attuale dorsale lepina e suo prolungamento al di sotto dei depositi quaternari della Pianura Pontina) persistono condizioni di piattaforma mentre a SW si instaurano condizioni di bacino profondo (BONI et alii, 1980; MANFREDINI, 1977). L'area attualmente occupata dalla Pianura Pontina, che corrisponderebbe alla fascia di transizione che ha diviso la piattaforma carbonatica lepina dal bacino pelagico tirrenico, durante il Mesozoico e il Cenozoico è stata caratterizzata da una marcata instabilità tettonica: viene interessata dalla fase compressiva miocenica e successivamente dalla fase distensiva pliocenica che le conferisce un assetto ad Horst e Graben. A tale fase distensiva si accompagna lo sviluppo di un intenso vulcanismo in tutta l'area (BONI et alii, 1980). Dal Pleistocene medio su vaste porzioni dell'area pontina si instaura un ambiente di tipo palustre (BONI et alii, 1980) che porta alla deposizione di notevoli spessori (fino a 60 m) di materiale organico. Il naturale processo di costipazione che interessa questo tipo di depositi, ulteriormente accentuato dagli interventi di bonifica, porta a notevoli abbassamenti del piano campagna, tanto da far registrare quote che raggiungono -1,1 m s.l.m (BRUNAMONTE & SERVA, 1990; BRUNAMONTE & SERANGELI, 1996).

Dall'analisi degli eventi sismici è emerso che il terremoto più importante che ha interessato i comuni di Sermoneta, Sezze e Priverno, cui la presente ricerca fa riferimento, si è verificato nel 1806, con epicentro localizzato nei Colli Albani e con intensità MCS pari a 7.

Nell'Area in esame si individuano due acquiferi principali: un acquifero carsico, rappresentato dalla struttura lepina, e un acquifero superficiale contenuto nei terreni quaternari della Pianura Pontina.

L'acquifero carsico risulta essere in continuità con la falda ospitata dal settore della struttura lepina ribassato e sepolto dai depositi quaternari della Pianura Pontina, settore in cui la superficie piezometrica risulta essere artesiane. In tale settore l'alimentazione è principalmente dovuta alle acque di precipitazione, anche se non mancano apporti dalla falda vulcanica dei Colli Albani e dalla falda carsica dei Lepini (BONI et alii, 1980). Le falde dei depositi quaternari sono di tre tipi: quelle ospitate dalle *formazioni vulcaniche* (e travertinose), in cui l'orizzonte più produttivo è solitamente rappresentato dalle pozzolane, quelle costituite dalle *sabbie delle antiche dune* che occupano la fascia costiera e ospitano una falda sospesa, ed infine quelle ospitate nei *livelli sabbiosi dei depositi che colmano la piana*, che solitamente si trovano in condizioni artesiane, con risalita del livello fino alla quota delle sorgenti pedemontane (MOUTON, 1977; MANFREDINI, 1977). Attualmente la piezometrica di questa falda si colloca a circa 2-3 m s.l.m., quota più bassa di quella indicata da Mouton, con una conseguente diminuzione dell'estensione dell'area caratterizzata da condizioni artesiane. Le cause di tale abbassamento sarebbero rappresentate dall'aumento dei prelievi di acqua dai pozzi e dalla connessione fra falda superficiale e falda profonda causata dalla cattiva esecuzioni di molte delle captazioni presenti nell'area (MARINUCCI et alii, 2006).

Le emergenze della falda carsica sono concentrate principalmente lungo il versante sud-occidentale del rilievo su un fronte di 40 km (MANFREDINI, 1977), a quote comprese fra 0 e 30 m s.l.m (BONI et alii, 1980) e presentano una portata media annua di circa 17 m³/sec (MOUTON, 1977).

Visto il loro elevato numero, le sorgenti vengono distinte in 8 gruppi (da NW verso SE): Ninfa, Gruppo Sermoneta, Gruppo Acqua Puzza, Gruppo Scafa Rapini, Gruppo Laghi del Vescovo, Gruppo Frasso, Gruppo Feronia e Gruppo Terracina (BONI et alii, 1980; MOUTON, 1977).

Il chimismo delle acque sorgentizie evidenzia la presenza di due principali circuiti idrogeologici: uno tipicamente carsico e l'altro a carattere idrotermale.

Il primo è caratterizzato da bassi valori di salinità e da basso grado di mineralizzazione, da brevi tempi di residenza, da acque fredde e a composizione bicarbonato-calcica, prossime alla saturazione rispetto alla calcite ma sottosature rispetto a gesso ed anidride. Esso interessa il settore posto a NE della faglia bordiera che delimita la catena lepino-ausona.

Il secondo si contraddistingue per valori di salinità più elevati, per un maggiore contenuto gassoso, per elevati tenori di cloruri alcalini, di stronzio e di fluoro, per la saturazione (o quasi) rispetto a gesso ed anidride, per maggiori tempi di residenza e per temperature più elevate. Esso interessa l'area posta in corrispondenza delle grandi linee di dislocazione e quella a SW di esse. La presenza di un attivo processo di metamorfismo termico (che fornisce notevoli quantità di anidride carbonica e favorisce la lisciviazione dei solfati e dei cloruri dagli orizzonti evaporitici della serie sedimentaria) e la risalita di fluidi caldi ed acidi attraverso le grandi linee tettoniche (che produrrebbero gli stessi effetti causati dal processo metamorfico) sarebbero i due fenomeni responsabili di tali mineralizzazioni. La presenza di depositi di travertino rappresenta una ulteriore prova dell'esistenza di questo circuito profondo (BONI et alii, 1980).

La composizione delle acque sorgentizie, ad eccezione della sorgente Ninfa che si configura come prettamente carsica, riflette la presenza di un processo di mescolamento fra le acque di questi due circuiti. Tale mescolamento avverrebbe all'intersezione fra il reticolo paleocarsico e le grandi linee di dislocazione, che si colloca ad una profondità di circa 150-200 m a ridosso della dorsale e si approfondisce procedendo verso il centro del graben, e la sua entità varia da situazione a situazione in funzione delle condizioni idrodinamiche locali e dei rapporti fra le portate dei due cicli (BONI et alii, 1980).

La Pianura Pontina è nota per la presenza di numerosi sprofondamenti riconducibili a fenomeni di sinkhole. Essi nella maggior parte dei casi sono stati colmati di acqua e si presentano quindi come laghetti subcircolari.

Nelle diverse aree esaminate, sono stati osservati i seguenti fenomeni di sprofondamento:

Area di Doganella – Sinkhole di Doganella di Ninfa e Lago di Cotronia.

La formazione del sinkhole di Doganella di Ninfa si è verificata il 22 agosto 1989.

La cavità, allungata in direzione E-W, è profonda circa 35 m e il battente d'acqua è di circa 30 m. Dalle pareti della cavità si osserva che la stratigrafia è costituita da depositi vulcanoclastici con matrice argillosa fra il piano campagna e i 12-15 m di profondità dalla superficie dell'acqua; oltre questa profondità i depositi si presentano invece più compatti; sul fondo è presente uno strato di limo il cui spessore va dai 70 ai 120 cm (CARAMANNA et alii, 2004). Un sondaggio effettuato nelle vicinanze del sinkhole, spinto fino alla

profondità di 124 m, non ha raggiunto il tetto del substrato carbonatico che nell'area si troverebbe dunque a profondità superiore. La stratigrafia è costituita da vulcaniti e vulcanoclastiti fra il piano campagna e i 54 m di profondità, da travertini alternati a vulcaniti fra 54 e 100 m e da travertini alternati a sabbie fra 100 e 124 m (CAPELLI & SALVATI, 2002). Da indagini geofisiche è risultato che in località Doganella di Ninfa sono presenti zone a bassa resistività, corrispondenti ad un elevato contenuto d'acqua, e zone caratterizzate da anomalie gravimetriche negative, che riflettono la presenza di terreni a bassa densità. Questi dati indicano che l'area è suscettibile a fenomeni di sinkhole; in particolare tale suscettibilità riguarderebbe l'area ubicata lungo il bordo della Via Ninfa e l'area di Via Le Pastine, in cui sarebbero presenti depositi poco o affatto addensati, di scarsa consistenza ed elevata compressibilità. Il sondaggio S1, realizzato in corrispondenza delle anomalie riscontrate, conferma la presenza di litotipi a granulometria fine (argilla-limo), di scarsa consistenza (talvolta allo stato molle) e in condizioni di saturazione. La presenza nelle prime decine di metri di profondità di terreni caratterizzati da bassissima densità e da scadenti proprietà meccaniche potrebbe facilitare il verificarsi di fenomeni di asportazione della matrice fine da parte delle acque di falda che renderebbero l'area è suscettibile a fenomeni di sinkhole (GEOAMBIENTE, 2006).

Il sinkhole di Doganella di Ninfa si trova a circa 1,5 km dalla sorgente carsica Ninfa, la cui composizione è di tipo bicarbonato alcalino-terroso (BONI et alii, 1980). Le acque del sinkhole sono a composizione bicarbonato-calcica e rispetto a quelle della sorgente Ninfa risultano più calde (17°C contro 15°C), più basiche (pH di 7,05 contro 6,6 della sorgente) e a più alta conducibilità elettrica (4386 $\mu\text{S}/\text{cm}$ contro 430 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Il loro chimismo indica l'esistenza di meccanismi di lisciviazione sia dei depositi evaporitici che di quelli piroclastici recenti. L'assenza di ristagno delle acque del sinkhole indica l'esistenza di un continuo circuito di ricambio, causato da un affioramento della falda basale all'interno del sinkhole (CAMPOBASSO et alii, 2004).

Le ricerche storiche hanno permesso di effettuare una datazione più precisa dello sprofondamento che ha originato il Lago di Cotronia: esso non compare nella carta del Catasto Alessandrino di Francesco Conti del 1659, è invece presente nelle carte IGM del 1883. Nella Pianta delle Paludi Pontine (1887) viene indicato con il toponimo di Piscina del Truglio. La presente ricerca ha dunque permesso di collocare la formazione dello sprofondamento tra il 1600 e il 1800, che può quindi essere considerato come un fenomeno recente.

Area di Sermoneta – Gruppo Sprofondi.

Il gruppo Sprofondi si trova circa 1 km ad ovest di Sermoneta. Esso è composto da 5 sprofondamenti di cui due ormai colmati (uno già nel 1903 mentre l'altro successivamente al 1938). Dei restanti tre, pare che due fossero già presenti nel 1802 (CARTA DELLA CAMPAGNA DI ROMA, 1802), mentre un'altra fonte fa risalire la loro formazione al 1870 circa (AMALGIA', 1904). La formazione dell'ultimo dei cinque, in passato indicato come Lago Sprofondo e ora denominato Lago Azzurro, risalirebbe al 1786 (PRONY, 1818; AMALGIA', 1904).

Vari documenti storici analizzati riportano la presenza di sprofondamenti nell'area circostante Sermoneta, talvolta indicando l'anno della loro formazione (un primo laghetto tondo viene descritto in un documento del 1666 mentre tra il 1749 e il 1751 sembra fosse presente un obico in località Cese; altri sprofondi si sarebbero formati nel 1809, 1842, 1848 e 1857); purtroppo di questi sprofondi non è nota la posizione precisa. Di più immediata interpretazione risultano invece i documenti cartografici, da cui si evince che nel 1802 gli sprofondi erano due e che nel 1884 erano tre; nel 1903 risultano essere cinque, di cui uno colmato, mentre nel 1904 dei cinque presenti uno risulta colmato e l'altro coperto da poca erba; quest'ultimo sarà colmato successivamente al 1938. Nessuna di queste forme era presente nella cartografia del 1659, che indica invece l'esistenza di 5 laghetti presso Monticchio e di 3 laghetti in località Torre Acqua Puzza. Nonostante le ricerche storiche condotte nell'ambito del presente studio abbiano permesso di datare gli sprofondamenti presenti nell'area di Sermoneta come successivi al 1659 e abbiano fornito indicazioni precise sulle date di formazione di alcuni di essi, non risulta ancora chiaro quale sia il numero preciso di eventi che ha interessato questo territorio nel corso del tempo. Di sicuro si può ipotizzare che essi siano stati in numero superiore ai cinque di cui tutti gli autori parlano, essendo sicuramente presenti due laghetti nel 1802 (CARTA DELLA CAMPAGNA DI ROMA, 1802) ed essendosene formati altri nel 1809, 1842, 1848 e 1857 (DE ROSSI, 1879), per un totale di almeno 6 laghetti. Tuttavia, per meglio precisare la successione degli eventi di sprofondamento che hanno interessato l'area di Sermoneta nel corso degli ultimi secoli, sono sicuramente necessari altri studi di carattere storico e cartografico.

Le indagini geofisiche e geognostiche realizzate nell'area di Sermoneta (borgata "Monticchio" e borgata "Ponte Nuovo") non hanno rilevato, nel complesso, la presenza di situazioni geologiche e geotecniche tali da favorire l'innescio di fenomeni di sinkhole. Solo in corrispondenza dell'abitato di Monticchio si rileva la presenza di sedimenti fluvio-

lacustri a bassa densità, messi in luce da una anomalia gravimetrica negativa (GEOAMBIENTE, 2006).

I sinkholes si trovano poco distanti dalle sorgenti del Gruppo Sprofondi che presentano un chimismo a cloruri alcalini (BONI et alii, 1980); alcune di esse risulterebbero sulfuree mentre altre sarebbero dolci e meno mineralizzate (MINISTERO LAVORI PUBBLICI, 1934; MOUTON, 1977). Le acque che colmano le cavità risultano sottosature (ALBANESE et alii, 2004). In particolare le acque del Lago Azzurro sono bicarbonato-calciiche e il pH è basico, con valori più bassi andando in profondità, in parallelo con un lieve aumento della conducibilità e dei sali disciolti; la temperatura più bassa della media della zona fa ipotizzare la presenza di un flusso di acque sotterranee più fredde in entrata (CAMPOBASSO et alii, 2004).

Area di Sezze-Priverno – Gruppo dei Laghi del Vescovo (Lago Bianco, Lago Nero, Lago Verde, Lago Piccolo), Lago S. Carlo e Lago Mazzocchio.

Nel 1777 con il toponimo Laghi del Vescovo veniva indicato un gruppo di quattro laghetti, uno dei quali corrisponderebbe all'attuale Lago S. Carlo; nell'area del Lago Mazzocchio erano presenti due laghetti indicati con il toponimo Lago dei Gricilli; erano inoltre presenti altre depressioni oggi non più osservabili, quali il Lago di Manello (che compariva già nella carta del Catasto Alessandrino di Francesco Conti del 1659), la Piscina della Scardaffa e altre due depressioni prive di nome. Nel 1887 il Lago San Carlo viene indicato con il toponimo Lago Ochioaterra, mentre il Lago Mazzocchio viene ancora indicato come Lago dei Gricilli e, a differenza di quanto riportato nella carta del 1777, risulta essere un unico laghetto; nel gruppo dei Laghi del Vescovo compaiono quattro laghetti; è ancora visibile il Lago di Manello, che scompare tra il 1907 e il 1928 a causa degli interventi di bonifica. Nelle carte del periodo 1884-1928 si può osservare che oltre ai Laghi San Carlo (di cui non compare il toponimo) e Mazzocchio (ancora indicato con il toponimo Gricilli), i laghi del Vescovo risultano essere quattro. Dall'analisi storico-cartografica condotta nell'ambito di questo studio risulta quindi che la formazione dei Laghi del Vescovo è precedente al 1659, che uno dei laghi Gricilli viene ricolmato fra il 1777 e il 1887 e che il Lago Manello scompare a causa degli interventi di bonifica a partire dai primi anni del 1900.

Il gruppo dei Laghi del Vescovo si trova in un'area caratterizzata dalla presenza di notevoli spessori di terre organiche e torbe, associate a livelli travertinosi, che la rendono soggetta ad intensa subsidenza (ALBANESE et alii, 2004). Le acque che colmano questi sinkhole presentano elevati tenori di CO₂ e H₂S e colore opalescente; il Lago Bianco è l'unico non

mineralizzato (CAMPOBASSO et alii, 2004). Il Lago Verde e il Lago Nero sono a composizione cloruro-sodica, ad indicare la presenza di un contributo di origine profonda e di natura idrotermale che si mescola con le acque bicarbonato-calciache proprie del circuito carsico. Essi sono inoltre caratterizzati dalla diminuzione della temperatura procedendo dalla superficie verso il fondo, a causa della presenza di sorgenti sublacuali (CAPELLI et alii, 2004). Il Lago S. Carlo, le cui acque risultano essere dolci (MINISTERO LAVORI PUBBLICI, 1934), è caratterizzato da polle risorgive e da risalite di gas (CAMPOBASSO et alii, 2004; CARAMANNA et alii, 2004).

Da quanto esposto finora si evince che la Pianura Pontina si caratterizza per la presenza di un notevole spessore dei depositi di copertura e di importanti elementi tettonici che favoriscono lo sviluppo di una intensa circolazione idrica in cui le acque del circuito carsico dei Monti Lepini si mescolano ai fluidi di origine profonda presenti nel reticolo di fratture che sono all'origine della pianura stessa. Questo mescolamento è messo in evidenza dai vari gradi di mineralizzazione propri delle varie emergenze situate lungo il margine sud-occidentale dei lepini.

Le notizie relative alla formazione delle voragini colmate d'acqua analizzate evidenziano che la loro formazione è repentina mentre la caratterizzazione chimica permette di individuare la presenza, talvolta, di emergenze sul fondo dei sinkhole. Quest'ultima è messa in luce in alcuni casi dalle differenze di temperatura fra le acque superficiali e quelle di fondo (Lago Azzurro), in altri casi dall'assenza di ristagno nonostante l'assenza di apporti da parte della falda superficiale (sinkhole di Doganella di Ninfa), in altri casi ancora dalla presenza di vere e proprie polle risorgive e di risalite di gas (Laghi del Vescovo, Lago S. Carlo); in generale si può escludere l'alimentazione da parte delle acque superficiali sulla base della composizione chimica, che risulta caratterizzata da mineralizzazioni legate alla lisciviazione dei depositi quaternari ad opera delle acque arricchite in gas, quali CO_2 e H_2S , che risalgono attraverso le fratture del basamento carbonatico.

La mancanza di notizie relative ad eventi sismici di grande intensità nell'area di studio permette di escludere che le scosse sismiche abbiano agito come fattore innescante dei fenomeni di sprofondamento osservati; il sisma di maggiore intensità è infatti del 1806 e quindi successivo alla formazione della gran parte delle forme osservate. Il fattore innescante sarebbe quindi costituito dalle oscillazioni della tavola d'acqua.

L'assetto geologico ed idrogeologico così delineato permette di ricondurre le forme analizzate al meccanismo di deep piping sinkhole, intendendo con esso il fenomeno di

sprofondamento naturale in cui i processi di erosione profonda dal basso sono i principali meccanismi genetici di innesco (NISIO, 2003).

Nonostante si possa invocare questo meccanismo genetico per tutte le cavità osservate, risultano evidenti le differenze nella mineralizzazione delle acque che le colmano. La spiegazione di tali differenze potrebbe risiedere nell'esistenza di diversi percorsi compiuti dalle stesse acque all'interno dei sedimenti; tali percorsi sarebbero infatti guidati dalla presenza di dislocazioni tettoniche le cui caratteristiche variano procedendo da nord-ovest verso sud-est e man mano che ci si sposta dalla faglia bordiera verso l'area centrale della Pianura Pontina.

Il Gruppo dei Laghi del Vescovo, la cui mineralizzazione è fortemente influenzata dalla presenza di tenori elevati di CO_2 e H_2S , è quello che risulta più vicino alla faglia bordiera e si può dunque ipotizzare che le acque del circuito idrotermale trovino un cammino facilitato nella risalita fino in superficie.

Le acque del Gruppo Sprofondi, che risulta essere maggiormente distante dalla faglia bordiera, risultano sottosature, ad indicare una alimentazione da parte delle acque superficiali. In questo caso il meccanismo di deep piping sinkhole presenterebbe caratteri diversi rispetto al caso precedente, in quanto i fluidi idrotermali produrrebbero l'erosione dal basso nel substrato senza però avere l'energia sufficiente per arrivare in superficie e colmare le cavità.

Per il sinkhole di Doganella di Ninfa la situazione sembra essere ancora diversa, poiché la mineralizzazione bicarbonato-calcica riflette la composizione della vicina sorgente carsica, sebbene siano presenti caratteri ricollegabili alla lisciviazione dei depositi vulcanici quaternari.

Si può dunque concludere che i fattori che governano la mineralizzazione delle acque che colmano i sinkhole analizzati siano essenzialmente di due tipi: da un lato l'energia dell'acqua di origine profonda (mineralizzata e ricca in gas), dall'altro il percorso compiuto dall'acqua stessa, che sarebbe guidato dalle dislocazioni tettoniche le cui caratteristiche, non note a causa dell'estesa copertura, risulterebbero assai variabili.

Approfonditi studi di carattere chimico e geochimico potrebbero fornire preziose informazioni necessarie per una migliore comprensione dei meccanismi che causano tali differenze in un'area così ristretta.

Bibliografia

ACCORDI B., 1966, *La componente traslativa nella tettonica dell' Appennino Laziale-Abruzzese*, Geologica Romana, Vol. 5 (pp. 355-406).

ALBANESE G., CAPELLI G., FEDERICO P., SALVATI R., STORONI S., ZALAFFI M., 2004, *I fenomeni di sinkhole come elemento di rischio lungo le grandi arterie stradali*, Atti del 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Roma, 20-21 maggio 2004.

AMALGIA', 1904, *Ulteriori notizie sugli "Sprofondi" della Pianura Pontina*, Mondo Sotterraneo, A. 1, n. 3 (pp. 52-56).

ANNUNZIATELLIS A., BEAUBIEN S. E., CIOTOLI G., LOMBARDI S., NISIO S., NOLASCO F., 2004, *Studio dei parametri geologici e geochimica per la comprensione dei meccanismi genetici degli sprofondamenti nella Piana di S. Vittorino (RI)*, Atti del 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Roma, 20-21 maggio 2004.

ASTOLFI G., 1887, *Pianta delle Paludi Pontine formata per ordine di N.so Sig.re Pio Papa VI (incisioni di Carlo Antonioni)*, 1:4000, 4 carte, 61x88 cm.

BONI C., BONO P., CAPELLI G., 1988, *Carta idrogeologica del territorio della Regione Lazio*, Regione Lazio, Università "La Sapienza", Roma, Italy.

BONI C., BONO P., CALDERONI G., LOMBARDI S., TURI B., 1980, *Indagine idrogeologica e geochimica sui rapporti tra ciclo carsico e circuito idrotermale nella Pianura Pontina (Lazio meridionale)*, Geologia Applicata e Idrogeologia, Volume XV (pp. 202-247).

BONO P., 1995: *The sinkhole of Doganella (Pontina Plain, central Italy)*, Environmental Geology, 26 (pp. 48-52).

BRUNAMONTE F., SERANGELI S., 1996, *Evoluzione naturale ed intervento antropico nello studio dei fenomeni di subsidenza nella Pianura Pontina*, Mem. Soc. Geol. It., Vol. 25 (pp. 823-836).

BRUNAMONTE F., SERVA L., 1990, *Subsidenza e distribuzione dei terreni ad elevata componente organica nella Pianura Pontina*, Geologia Applicata e Idrogeologia, Volume XXV (pp. 235-264).

CAMPOBASSO C., GRACIOTTI R., NISIO S., VITA L., 2004, *Il progetto sinkhole: le attività svolte dal dipartimento difesa del suolo dell'Apat*, Atti del 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Roma, 20-21 maggio 2004.

CAMPONESCHI B., NOLASCO F., 1983, *Le risorse naturali della Regione Lazio: Monti Lepini e Pianura Pontina*, Regione Lazio, 8.

CAPELLI G., DELITALIA M. C., PRIMAVERA P., SALVATI R., TADDEUCCI A., TUCCIMEI P., 2004, *Lo studio degli "spring-sinkhole" del gruppo dei Laghi del Vescovo (Pianura Pontina) attraverso l'uso del "Radon Budget"*, Atti del 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Roma, 20-21 maggio 2004.

CAPELLI G., SALVATI R., 2002, *Il progetto sinkhole del Lazio*, Dip. Sc. Geologiche Univ. Roma TRE & Regione Lazio Ass.to U.T.V.R.A., Roma.

CARAMANNA G., NISIO S., VITA L., 2004, *I fenomeni di annegamento dei sinkhole: studi preliminari su alcuni laghetti di origine incerta*, Atti del 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Roma, 20-21 maggio 2004.

CARTA DEL CATASTO ALESSANDRINO DI FRANCESCO CONTI, 1659.

CARTA DELLO STATO PALUDOSO DELL'AGRO PONTINO, 1777, scala 1:50000.

CARTA DELLA CAMPAGNA DI ROMA, 1802, scala 1:250000, 60x84 cm. Incisore: B. Olivieri. Calcografica Camerale, Roma.

CLERICI E., 1924, *Recenti trivellazioni per la ricerca d'acqua nella regione pontina*, Boll. Soc. Geol. It., vol. 43.

DE CASTANI L., 1909, *Notizie storiche della storia di Sermoneta*, raccolte da Pantanelli, edite da Leone Castani 1909, Forzani & Campani tipografi del Senato.

DE ROSSI M. S., 1876, *Meteorologia endogena*, Fratelli Dumolard Milano, Vol. 1, 220-225.

DE VITO L., 1977, *Risorse e fabbisogni idrici attuali e futuri della Piana Pontina*, Atti «L'acqua per la Pianura Pontina: situazione e prospettive», Consorzio Bonifica Latina.

DI FILIPPO M., TORO B., 1980, *Analisi gravimetrica delle strutture geologiche del Lazio Meridionale*, Geologica Romana, 19 (pp. 285-294).

DI FILIPPO M., PALMIERI M., TORO B., 2002, *Studio gravimetrico del sinkhole di Doganella di Ninfa (Latina)*, In: *Le voragini ctastrofiche, un nuovo problema per la Toscana*, Atti del Convegno del 31 marzo 2000, GR, Regione Toscana, 62-70.

DI TUCCI P., 1876, *Nota del socio Di Tucci*, Boll. del Cl. A. It., 67.

FACCENNA C., FLORINDO F., FUNICIELLO R., LOMBARDI S., 1993, *Tectonic setting and sinkhole features: case histories from western Central Italy*, Quaternary Proceeding n.3, Quaternary Research Association, Cambridge, pp. 47-56.

FUNICIELLO R., PAROTTO M., 1978, *Il substrato sedimentario nell'area dei Colli Albani: considerazioni geodinamiche e paleogeografiche sul margine Tirrenico dell'Appennino centrale*, Geologica Romana, Vol. 17 (233-287).

GEOAMBIENTE, 2006, *Indagini geognostiche ai sensi della D.G.R. Lazio n° 1159/2002*
“*Normativa tecnica per le indagini a supporto del parere di cui alla D.G.R. n° 2649/1999*
per le aree interessate da edificazioni ricomprese in quelle indiziate di rischio sinkhole”
riguardante la borgata “Bivio di Doganella”.

GEOAMBIENTE, 2006, *Indagini geognostiche ai sensi della D.G.R. Lazio n° 1159/2002*
“*Normativa tecnica per le indagini a supporto del parere di cui alla D.G.R. n° 2649/1999*
per le aree interessate da edificazioni ricomprese in quelle indiziate di rischio sinkhole”
riguardante la borgata “Doganella di Ninfa”.

GEOAMBIENTE, 2006, *Indagini geognostiche ai sensi della D.G.R. Lazio n° 1159/2002*
“*Normativa tecnica per le indagini a supporto del parere di cui alla D.G.R. n° 2649/1999*
per le aree interessate da edificazioni ricomprese in quelle indiziate di rischio sinkhole”
riguardante località “Monticchio”.

GEOAMBIENTE, 2006, *Indagini geognostiche ai sensi della D.G.R. Lazio n° 1159/2002*
“*Normativa tecnica per le indagini a supporto del parere di cui alla D.G.R. n° 2649/1999*
per le aree interessate da edificazioni ricomprese in quelle indiziate di rischio sinkhole”
riguardante la borgata “Ponte Nuovo”.

ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE, 1883-1936, *FOGLIO 158 e 159 della Carta*
D'Italia, scala 1:100.000.

MANFREDINI M., 1977, *Orientamenti per l'analisi idrogeologica dell'Agro Pontino*, Atti
«L'acqua per la Pianura Pontina: situazione e prospettive», Consorzio Bonifica Latina.

MARINELLI, 1904, Gli “*Sprofondi*” della Pianura Pontina, Mondo Sotterraneo, A. 1, n.
1 (pp. 13-18).

MARINUCCI E., ALIMONTI C., GAZZETTI C., 2006, *Studio sul possibile recupero di*
pozzi per acqua nella Pianura Pontina, Acque Sotterranee, 99 (pp.9-28).

MINISTERO LAVORI PUBBLICI, 1934, *Le sorgenti italiane: elenco e descrizione*,
Istituto Poligrafico dello Stato, 3, Roma.

MOUTON J., 1977, *Contributo allo studio delle acque sotterranee dell'Agro Romano e Pontino*, Atti «L'acqua per la Pianura Pontina: situazione e prospettive», Consorzio Bonifica Latina.

MUTTI E., RICCI LUCCHI F., 1972, *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*, Mem. Soc. Geol. Ital., II (pp.161-199).

MUTTI E., WALKER R. G., 1973, *Turbidite facis and facies association*, In: SEPM Pacific Seet., Short Course, «Turbidites and deep water sedimentation».

NISIO S., 2003, *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia Centrale*, Il Quaternario 16, 121-132.

NISIO S., GRACIOTTI R., VITA L., 2004, *I fenomeni di sinkhole in Italia: terminologia, meccanismi genetici e problematiche aperte*, Atti del 1° Seminario “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Roma, 20-21 maggio 2004.

NISIO S., SALVATI R., 2004, *Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana*, Atti del 1° Seminario “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Roma, 20-21 maggio 2004.

NOVARESE V., 1930, *Trivellazione profonda nell'Agro Pontino*, Boll. Uff. Geol. d'Italia, 55 (nota II).

PAROTTO M., PRATURLON A., 1975, *Geological summary of the Central Appennines*, In “Structural model of Italy”, Quaderni della Ricerca Scientifica, 90 (257-311).

PETITTA M., 1994, *Modelli matematici di simulazione dell'acquifero carsico dei Monti Lepini (Lazio Meridionale)*. PhD thesis, Università “La Sapienza”, Roma, Italy.

PIANTA DELLE PALUDI PONTINE, 1887, scala 1:4000, 4 carte, 61x88 cm. Rilievi e disegni di Gaetano Astolfi, incisioni di Carlo Antonioni.

PICOZZA R., 2004, *Evoluzione nel tempo dei “Laghi del Vescovo”: un esempio di sinkhole nella Pianura Pontina (Lazio sud-occidentale)*, Atti del 1° Seminario “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Roma, 20-21 maggio 2004.

PRONY, 1818, *Des Marais Pontis*, Paris, p. 242.

WWW.INGV.IT