

I *sinkholes* in Toscana

The *sinkholes* in the Tuscany region

NISIO S. (*)

1. - INTRODUZIONE

La fenomenologia da *sinkholes* nella regione Toscana è recentemente venuta drammaticamente alla ribalta, in seguito allo sprofondamento avvenuto nel centro abitato di Camaiore nel 1995 e alla apertura repentina della voragine in località Bottegone nella Piana di Grosseto (1999). Da allora numerosi studi sono stati condotti e un grande impulso è stato dato alle ricerche sull'argomento che rivestono oggi grande interesse per le Amministrazioni locali e statali (REGIONE TOSCANA, 2002; APAT, 2004).

Lo studio dei fenomeni di sprofondamento in Toscana è stato indirizzato all'analisi dei *sinkholes* formatesi in epoca recente nonché all'individuazione di possibili aree suscettibili a sprofondamento (fig. 1). Sono molte infatti le cronache e le leggende che descrivono l'apertura di voragini e la formazione di specchi d'acqua. Di seguito verranno esposti i risultati ottenuti in seguito a tali ricerche nelle principali aree suscettibili a fenomeni di *sinkholes*.

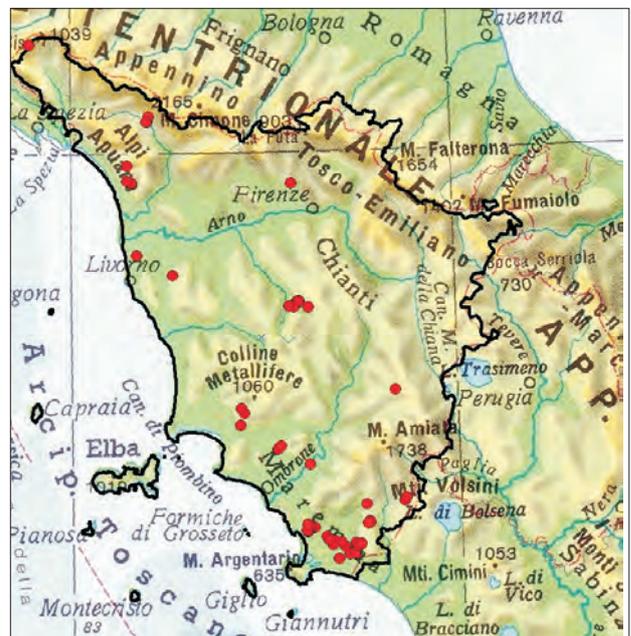


Fig. 1 - Ubicazione dei principali fenomeni di sprofondamento in Toscana.
- Location of more important sinkholes in Tuscany.

(*) ISPRA - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia - Servizio Geologia Applicata e Idrogeologia.

2. - LA PIANA DI GROSSETO

2.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO-STRUTTURALE

L'area di studio ricade nell'alta pianura grossetana solcata dal Fiume Bruna, tra Montepascalci e Buriano (fig. 2). Fattoria degli Acquisti è ubicata al centro di quest'area, in prossimità della dorsale dei Poggetti Vecchi che delimita ad occidente la piana. La piana costituisce un *graben* a spese delle formazioni triassiche (Calcere cavernoso e Verrucano) colmato da potenti spessori di depositi terrigeni.

I depositi alluvionali di copertura sono costituiti da limi ed argille, e, subordinatamente, sabbie e ghiaie; l'ambiente di deposizione varia dal marino prossimale al palustre e al francamente fluviale.

Nell'area di Fattoria degli Acquisti una faglia bordiera ribassa la dorsale dei Poggetti Vecchi, costituita prevalentemente da Calcere cavernoso, al di sotto della piana; altre dislocazioni ad andamento circa NS, interessano i depositi plio-quadernari (fig. 3).

Ad est della linea di faglia si rinvengono limi rossastri o bruni pedogenizzati, ad ovest, invece,

limi di colore grigio, di notevole spessore. La profondità della falda è compresa tra 50 e 100 m dal p.c. Falde sospese sono presenti nelle lenti ed orizzonti di ghiaia, ma hanno scarsa continuità laterale.

Al tetto dei depositi marini e di transizione si rinvengono terreni di riporto (fig. 3), che affiorano nel 90% dell'estensione dell'area e contornano interamente l'area dello sprofondamento.

Il substrato, costituito dalla formazione del Calcere cavernoso, è ubicato ad una profondità di circa 200 m al di sotto della copertura argillosa (in sondaggio la copertura raggiunge spessori compresi tra i 110 m e 190 m, BERTI *et alii*, 2002; DEL GRECO *et alii*, 2004). Il Calcere cavernoso (cv) si presenta in potenti banchi intervallato da livelli di breccia a cemento anidritico-gessoso; è presente sui rilievi nella parte orientale, ove mostra un elevato grado di alterazione e fratturazione.

Presso la dorsale calcarea di Poggetti Vecchi, da cui scaturisce l'omonima sorgente termale, il calcere si presenta più massiccio e cristallino, così come accade a Roselle, località termale posta a SE rispetto all'area indagata.

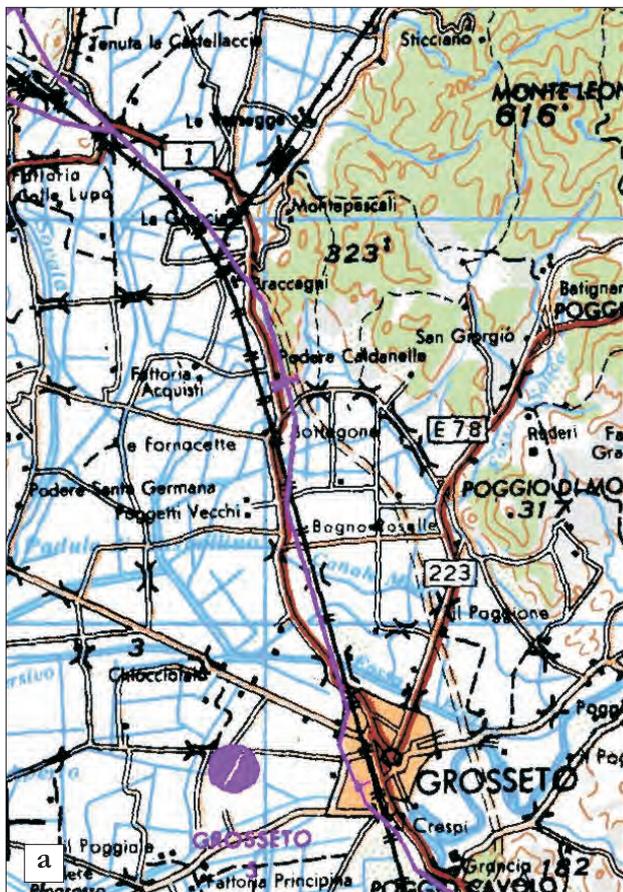
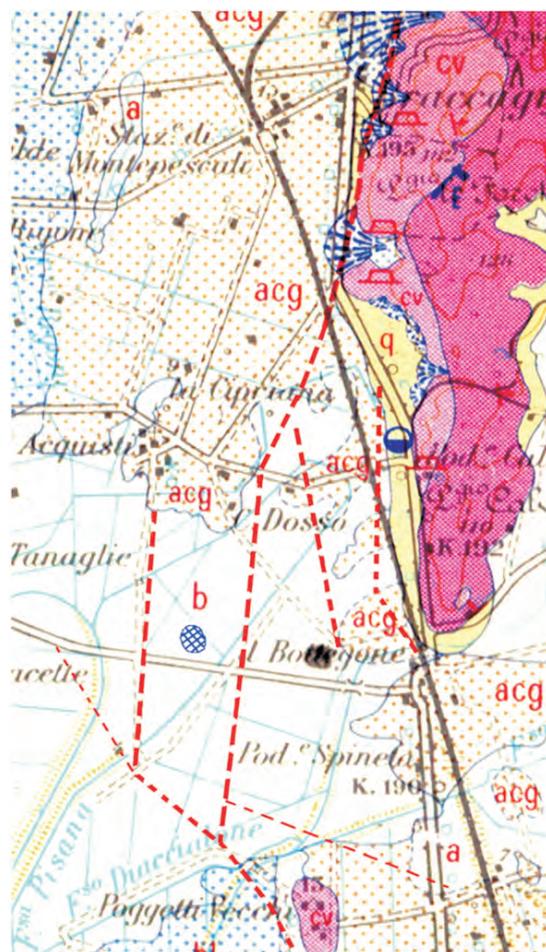


Fig. 2 - a) Ubicazione della piana di Grosseto e di Fattoria degli Acquisti; b) panoramica della piana di Grosseto, da elicottero, e dello sprofondamento.
- a) Location of Grosseto plain and the Acquisti farm; b) view of the Grosseto plain, with the sinkhole.



1. Complesso delle formazioni del Quaternario

- b** Terreni di bonifica
- b** Sedimenti ghiaioso sabbiosi
- a** Alluvioni di natura mista
- acg** Plaghe ghiaioso sabbiose
- q** Alluvioni conglomeratiche sciolte

2. Complesso della facies toscana

- cv** Calcare cavernoso
- v** Verrucano
- Faglie
- Ferrovia
- Sinkhole

Fig. 3 - Carta geologica della area di Fattoria degli Acquisti e ipotesi dell'assetto strutturale. Da DEL GRECO *et alii*, 2004.
- Geological sketch of Acquista Farm area and hypothesis of the structural context. From DEL GRECO *et alii*, 2004.

2.2 - INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

Dagli studi idrogeologici svolti (BERTI *et alii*, 2002), risulta che i livelli di ghiaie e sabbie costituiscono sede di acquiferi separati da strati e banchi impermeabili, e la falda superficiale in prossimità di Fattoria degli Acquisti si attesta ad una profondità di pochi m dal p.c.

Nel territorio circostante sono presenti sorgenti minerali con portate variabili, localizzate principalmente alla base dei rilievi che delimitano la pianura o in prossimità del contatto tra terreni permeabili e sedimenti impermeabili della pianura.

Nelle immediate vicinanze dell'area dello sprofondamento, sono presenti tre sorgenti termali (temperatura delle acque di 38°C): la sorgente delle Caldanelle, in prossimità del rilievo calcareo di Poggio Calvella, quella di Poggetti Vecchi, con numerosi punti di emissione, e la sorgente di Roselle. È plausibile l'ipotesi che l'acquifero profondo carsico sia interessato da un flusso sotterraneo di acqua termale, che mette in collegamento le tre sorgenti, e che sia assoggettato ad un processo di dissoluzione. Si ritiene che le zone di ricarica di

tale acquifero possano essere ad elevata distanza dall'area in esame, a nord lungo la dorsale di Monticiano - Roccastrada e a nord-ovest, sulle alture di Gavorrano (DEL GRECO *et alii*, 2004).

Oltre alle manifestazioni sorgive legate alla circolazione superficiale sono presenti sorgenti minori di acque termali ubicate lungo le linee di faglia (sorgente delle terme vecchie, Sorgenti del Vescovo, fonte Calvella), le cui acque risultano sottosature in anidride e sovrassature in gesso e calcite.

2.3. - IL FENOMENO DI SPROFONDAMENTO DEL BOTTEGONE

Il 29 gennaio 1999 presso Fattoria degli Acquisti, in località Bottegone, si è aperta una voragine di forma ellittica (fig. 4) con asse maggiore allungato in direzione NS di 180 m, asse minore di 153 m e profondità massima di 17 m lungo il margine settentrionale dell'ellisse (BERTI *et alii*, 2001; GONNELLI *et alii*, 2002; DEL GRECO *et alii*, 2003, 2004).

La voragine si è aperta in prossimità di una faglia di importanza regionale, a direzione circa meridiana, che mette in contatto i termini inferiori della serie

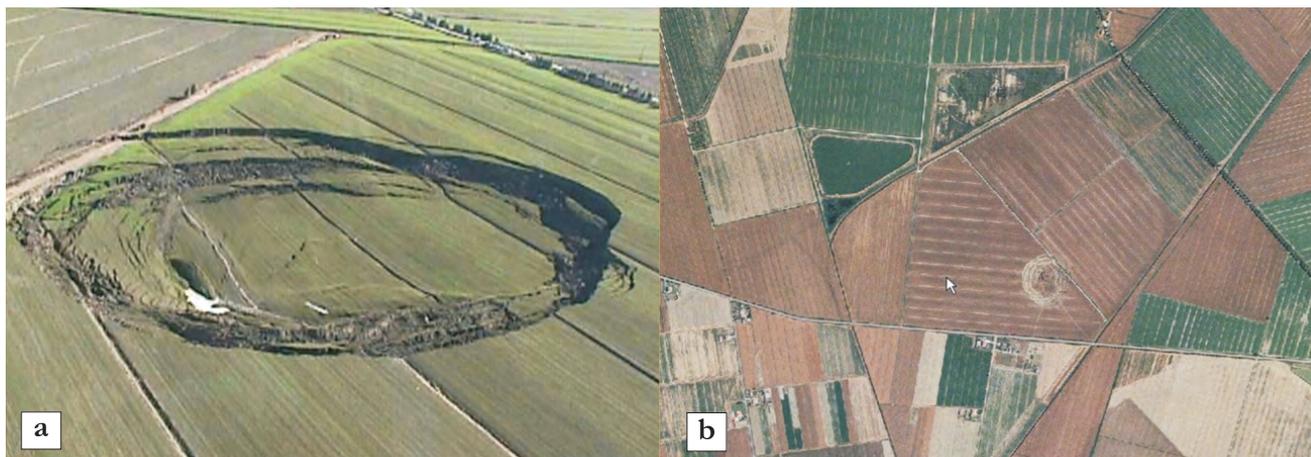


Fig. 4 - Voragine del "Bottegone": a) alcuni giorni dopo la sua formazione; b) ortofoto dell'area.
- Bottegone sinkhole: a) sinkhole view some days after the formation; b) orthophoto of the area.

toscana con il *Macigno* e le unità liguri. Tale faglia ha mostrato attività recente, testimoniata da manifestazioni idrotermali ed evidenze morfologiche.

Il fenomeno è stato accompagnato anche da variazioni del regime idrogeologico dei pozzi artificiali e delle sorgenti naturali presenti nell'area circostante. In seguito all'evento sono state rilevate variazioni della portata e della torbidità della sorgente termale di località Poggetti Vecchi e della portata della sorgente le Caldanelle. Si sono inoltre formati alcuni vulcanelli di fango presso la sorgente Poggi Vecchi.

La morfologia, le dimensioni della voragine e la presenza di acqua al suo interno sono poi mutati nel tempo, a seguito dell'esaurimento dell'evento e dell'innestarsi dei naturali fenomeni di rimodellamento (fig. 5).

Le cause del fenomeno sono da ricondursi a situazioni geologiche naturali, non collegabili in senso stretto ad intense precipitazioni, tali da originare un aumento del flusso sotterraneo delle acque, e neppure da addebitarsi alla presenza di pozzi di emungimento, in grado di innescare fenomeni di subsidenza conseguenti al sovrasfruttamento delle risorse idriche (REGIONE TOSCANA, 2002; DEL GRECO *et alii*, 2003, 2004). I pozzi presenti nell'area sono stati infatti realizzati per usi agricoli e presentano profondità ridotta.

L'evento è stato accompagnato da fenomeni collaterali, quali variazioni di chimismo e portata delle sorgenti, fenomeni di liquefazione, utili al fine della sua comprensione.

La morfologia della cavità mostra pareti verticali nel settore posto a S-SO (fig. 6), mentre sul lato orientale si è aperta una profonda fenditura intersecante la strada sterrata adiacente. La presenza della strada ha permesso di evidenziare macroscopicamente gli effetti di richiamo, che hanno reso meno



Fig. 5 - Panoramica del *sinkhole* del Bottegone, divenuto lago, alcuni anni dopo la sua formazione.
- Bottegone sinkhole some years after the formation.

inclinate le scarpate e ha prodotto il terrazzamento delle sponde fino al raccordo con le porzioni più profonde e centrali (DEL GRECO *et alii*, 2004). Il carattere scarsamente plastico dei terreni viene sottolineato dalla regolarità mantenuta dai dreni agricoli, che hanno subito essenzialmente una traslazione rigida verticale. La dinamica dell'evento ha indotto a ritenere che la formazione rocciosa sottostante i terreni argillosi fosse interessata da una cavità di forma asimmetrica, con dimensioni maggiori nelle porzioni meridionali.

Nel settore settentrionale della voragine è avvenuta la risalita a giorno di acqua in pressione, appartenente all'acquifero profondo carsico.

I fenomeni minori collegabili con tale collasso sono consistiti nell'incremento del livello piezometrico e della portata di tre sorgenti termali limitrofe e nella risalita di acqua nei pozzi circostanti. Ulteriore avallo delle precedenti ipotesi è stata la

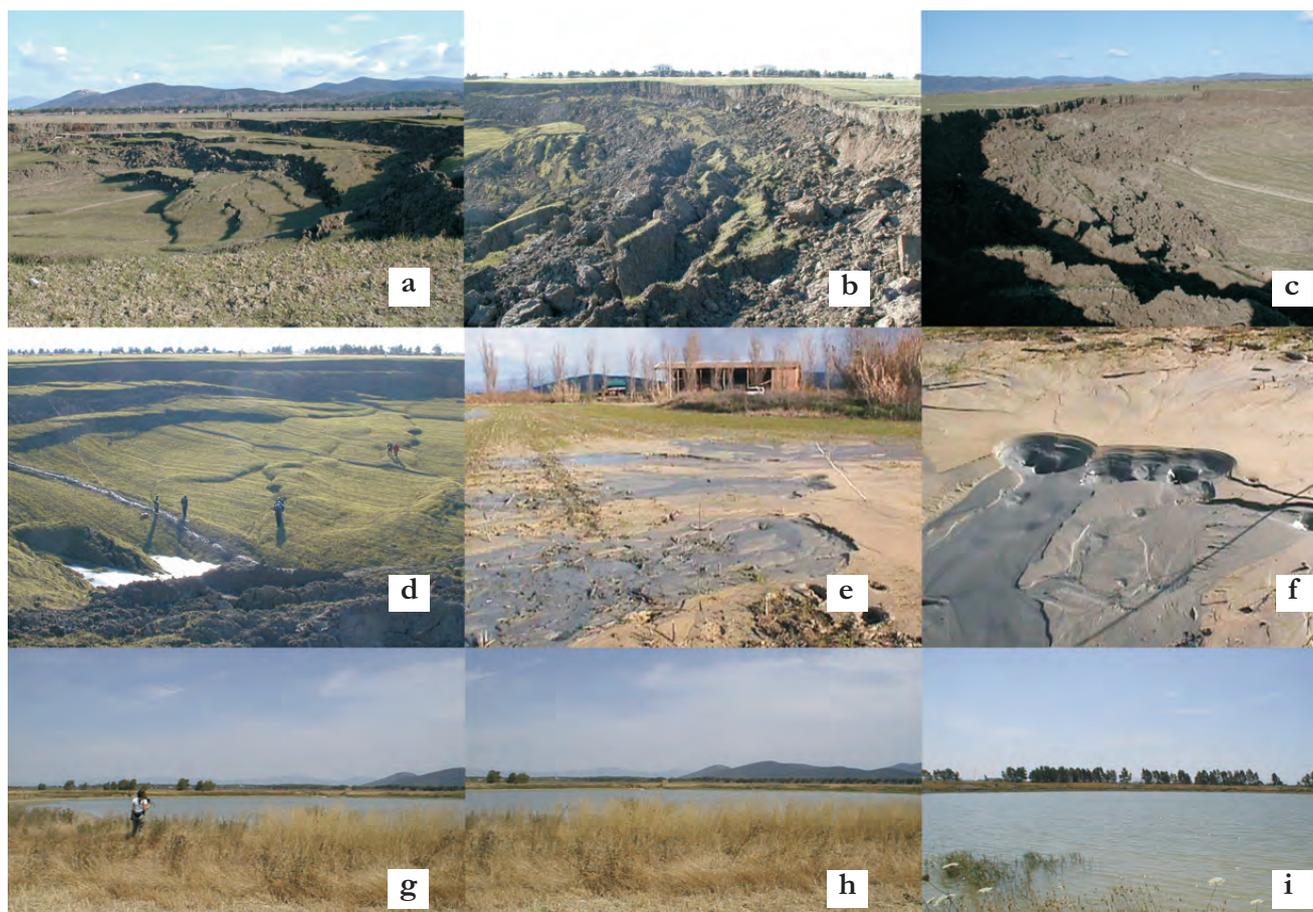


Fig. 6 - Dettagli del Bottegone alcuni giorni dopo la sua formazione: a) vista NO-SE; b) vista S-SO; c) vista N-S; d) dettaglio delle fratture lungo il bordo orientale; e) ristagno d'acqua nei campi; f) vulcanelli di fango; g) h) i) il Bottegone come si presenta adesso.

- Details of the Bottegone sinkhole some days after its formation: a) NO-SE view; b) SSO view; c) NS view; d) fractures detail; e) water in the fields; f) Mud volcanoes; g) h) i) the Bottegone sinkhole today.

formazione di vulcanelli di fango allineati in direzione della voragine e posizionati lungo apparenti direzioni preferenziali (fig. 6f).

Il fenomeno non si è evoluto verticalmente, ma in senso planimetrico, facendo assumere alla voragine una forma ellissoidica con asse maggiore di 188 m in direzione NNE-SSO, seguendo la grande frattura osservabile già durante il collasso. Nei tre anni successivi alla manifestazione dell'evento si è assistito ad un processo di rinaturalizzazione con rinverdimento delle sponde e riempimento d'acqua. A seguito di periodi di intense precipitazioni l'aumento del livello idrico nella voragine si è manifestato con un ritardo di circa due mesi. Pertanto l'acqua nella voragine, oltre agli apporti degli acquiferi freatici di scarsa entità, proviene dall'acquifero profondo carsico, caratterizzato evidentemente da una zona di ricarica posta a notevole distanza dalla regione analizzata (DEL GRECO *et alii*, 2004).

L'origine dell'evento non è correlata a periodi di intense precipitazioni tali da originare un

aumento del flusso sotterraneo delle acque. Inoltre la regione interessata è scarsamente permeabile e gli acquiferi freatici sono sospesi o, comunque, confinati all'interno di livelli ghiaioso-sabbiosi delimitati dai sottostanti strati argillosi. In tali acquiferi emungono pozzi agricoli che presentano scarsa profondità. Non sono presenti pozzi idropotabili, uniche infrastrutture in grado di originare eventi macroscopici per il sovrasfruttamento delle risorse idriche. Tali considerazioni fanno dunque propendere per un'origine naturale e profonda, generata dal collasso di una cavità carsica nel substrato calcareo.

2.4. - INDAGINI GEOFISICHE E GEOCHIMICHE

Lo sprofondamento del Bottegone è stato oggetto di molti studi a carattere specifico che hanno permesso di definire il modello geologico e la profondità del substrato (DEL GRECO *et alii*, 2004; fig. 7).

Le prospezioni geofisiche (TDEM geoelettrica e tomografia, misure magnetotelluriche, gravime-

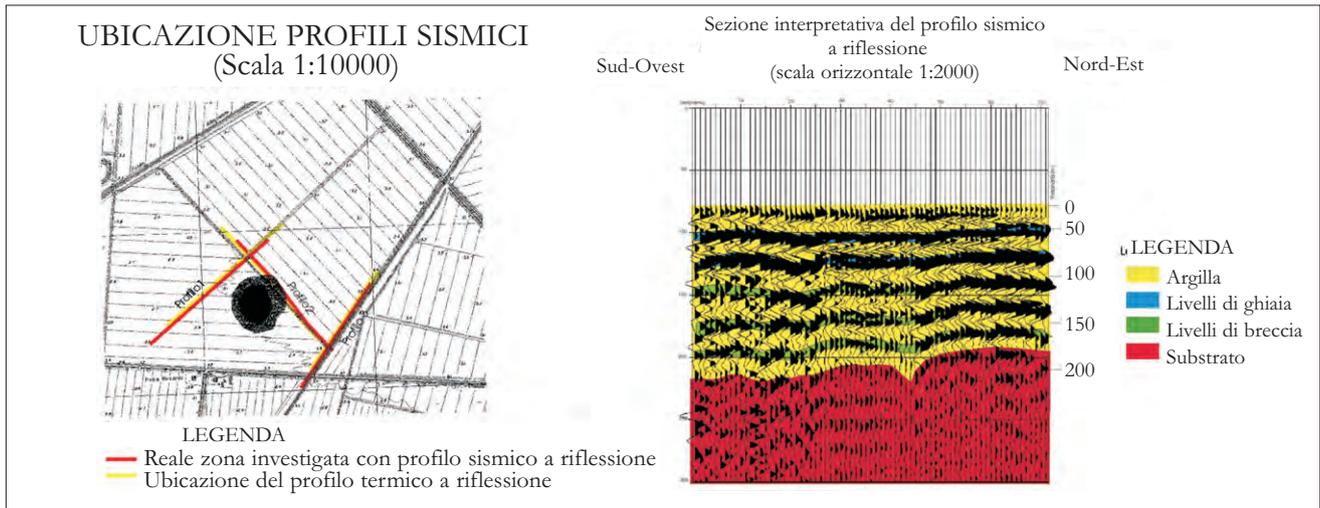


Fig. 7 - Ubicazione e sezione interpretativa del profilo sismico n° 3. Da DEL GRECO *et alii*, 2004.
 - Location and interpretative section of the n°3 profile. From DEL GRECO *et alii*, 2004.

tria geochimica dei gas emergenti, sismica a riflessione e a rifrazione) hanno indicato una condizione di uniformità sottostante la voragine ed hanno evidenziato la presenza dei soli terreni di copertura con i loro tipici valori di resistività. I sondaggi hanno invece individuato il *bedrock* calcareo a profondità variabile, secondo una struttura a *graben* individuato da un sistema di faglie con direzione NNO-SSE.

I risultati delle misure magnetotelluriche mostrano profondità più elevate del *bedrock* presso la zona della voragine portando ad ipotizzare un sistema di faglie parallele ad asse appenninico secondo una schema tettonico discensionale (DEL GRECO *et alii*, 2004).

Le indagini geoelettriche e gravimetriche hanno confermato la successione elettrostratigrafica evidenziata dai risultati magnetotellurici e compatibile con le caratteristiche dei terreni.

La prospezione tomografica ha individuato un'anomalia circolare posta a 40 m di profondità sotto la porzione SO della voragine, di diametro pari a 100 m, nonché terreni rimaneggiati con porosità maggiore; tale anomalia potrebbe corrispondere al camino di collasso del *sinkhole*.

Le analisi dei gas endogeni hanno mostrato anomalie positive di radon e anidride carbonica la cui concentrazione aumenta in corrispondenza delle faglie e delle zone maggiormente fratturate del substrato roccioso.

In definitiva, la voragine del "Bottegone" risulta collocata al centro di un'area fortemente disarticolata da sistemi di faglie (BOSSIO *et alii*, 1994; COSTANTINI & TERZUOLI, 1998)

Le misure di sismica a riflessione nelle immediate vicinanze della voragine hanno fornito

un'ulteriore indicazione sulle caratteristiche degli orizzonti litostratigrafici presenti e sulla profondità del substrato calcareo, che viene ipotizzato ad una profondità di 200 - 250 m (fig. 7).

2.5. - ANALISI E CONSIDERAZIONI

Lo sprofondamento del Bottegone è di tipo naturale, non è stato indotto da eventi sismici, da eventi pluviometrici, in grado di determinare un'oscillazione repentina del livello di falda, né da emungimenti profondi ed indiscriminati (i pochi pozzi presenti nell'area captano portate esigue dalla falda superficiale).

Pertanto è stata ipotizzata l'esistenza di una cavità profonda all'interno del Calcare cavernoso (posto a circa 200 m) in grado di determinare un camino di subsidenza con allagamento dello stesso a circa 40 m di profondità in grado di determinare il crollo finale in superficie (fig. 8).

Le numerose indagini condotte hanno mostrato che i sedimenti marini e di trasizione incontrati in sondaggio presentano più o meno le stesse caratteristiche: argille limose e limi sabbiosi dotati di permeabilità molto bassa. I livelli e le lenti permeabili costituiti da sabbie, o, più raramente, da ghiaie, favoriscono la formazione di piccole falde sospese, di spessore esiguo e portata non sufficiente per poter ipotizzare una cavità a profondità intermedia. Pertanto l'origine profonda, è da ricercare nel substrato carsificato sede di una falda in pressione di acque particolarmente aggressive.

L'attivazione sarebbe favorita da linee di faglia ad andamento appenninico che si intersecano con il sistema meridiano, lungo le quali sono state evidenziate anomalie dei fluidi gassosi.

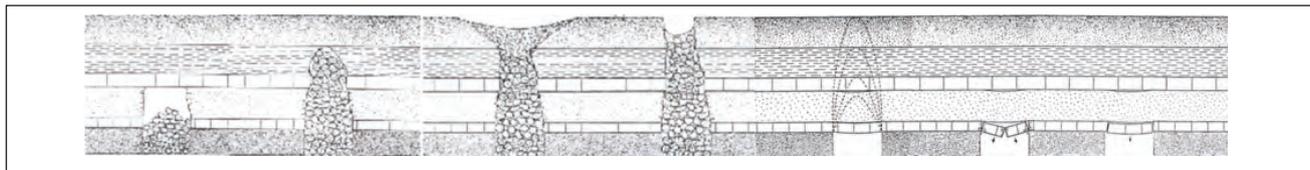


Fig. 8 - Evoluzione del camino di subsidenza e meccanismi di rottura al tetto della cavità (da KARFAKIS, 1993).
- *Sinkhole evolution: fall mechanism* (from KARFAKIS, 1993).

3. - L'AREA DI MASSA MARITTIMA

3.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE-GEOMORFOLOGICO

Il territorio di Massa Marittima è caratterizzato dalla presenza di alcune depressioni subcircolari, piccoli bacini endoreici originati da processi tettono-carsici.

Il bacino più settentrionale è il bacino della Ghirlanda, ad est di Massa Marittima, segue il bacino delle Venelle ad ovest, dal quale si originano le sorgenti omonime; verso sud sono ubicati il bacino di Schiantapetto, il bacino dell'Aronna e, infine, quello dell'Accesa.

Dal punto di vista morfologico il bacino dell'Accesa presenta forma allungata in direzione NS, una piccola insenatura lo divide dalla depressione dell'Aronna.

In particolare, il lago dell'Accesa occupa il centro della porzione meridionale della piana, delimitata da rilievi collinari modellati sui depositi terrigeni (fig. 9).

La forma del lago è irregolarmente ellittica; lungo la riva orientale è presente un modesto emissario, costituito da un canale realizzato per bonificare l'area, altrimenti paludosa, e rendere i terreni adatti alla coltivazione e all'insediamento umano.

Per quanto riguarda l'assetto geologico dell'area, essa ricade all'interno delle Colline Metallifere, edificio a falde di età miocenica, successivamente smembrato dalla tettonica estensionale.

Le unità presenti alla base dell'edificio sono costituite da filladi, quarziti grigie e nere, filladi verdi e mataconglomerati con potenza dai 100 a 200 m (spessori attraversati in sondaggio), su cui poggia la formazione del Calcere cavernoso (fig. 10), costituita da calcari grigi e da una breccia tettono-autoclastica ad elementi calcarei e dolomitici centimetrici e decimetrici. Caratteristica è la presenza di piccole cavità poligonali vuote (calcari vacuolari o a cellette) o riempite da polvere dolomitica grigia (cenerone). Per tali caratteristiche questa formazione è molto permeabile ed erodibile e ben si presta allo sviluppo di carsismo. Lo spessore del Calcere cavernoso è molto variabile, fino a raggiungere un valore massimo in alcuni sondaggi profondi di 720 m.

Il Calcere cavernoso affiora a nord ed a ovest del lago dell'Accesa. Al di sopra del Calcere cavernoso si rinvengono gli Argiloscisti a Galestri e Palombini. La litofacies prevalente è costituita da argilliti e siltiti di colore grigio, molto fissili che si sfaldano in lastre o aghetti. Le altre litofacies presenti costituiscono un membro calcareo e uno pelitico-arenaceo. Lo spessore della formazione è estremamente variabile, da poche decine a circa 400 m. Poco a nord del bacino dell'Accesa affiorano depositi miocenici rappresentati prevalentemente da conglomerati.

Il Quaternario è rappresentato da conoidi alluvionali, travertini che affiorano presso l'abitato di Massa Marittima, coltri eluviali e colluviali, sedimenti lacustri, che poggiano sugli argiloscisti e formano una fascia che circonda il lago.

L'assetto strutturale è legato alla tettonica distensiva post-collisionale che ha agito nel Neogene e nel Quaternario. In particolare, si distingue un primo evento, riferito ad un intervallo di tempo compreso tra il Miocene e il Tortoniano superiore, con attivazione di faglie dirette, a basso angolo e a geometria complessa (DECADIA *et alii*, 1993). Tra il Tortoniano superiore e il Pleistocene medio si sono sviluppate faglie a geometria listrica che hanno dato origine ad un sistema di fosse tettoniche, subparallele allungate in direzione NO-SE o N-S la cui apertura è proceduta da occidente ad oriente.

L'area dell'Accesa in particolare è interessata da due sistemi di faglie: un sistema NS o NNO-SSE e uno ortogonale ENE-OSO. I due sistemi si intersecano proprio in corrispondenza del lago (fig. 10).

La ricerca dei terremoti storici ha mostrato che nell'area delle Colline Metallifere sono stati avvertiti tre principali eventi il primo nel 1414 (7 agosto), un secondo il 1724 (11 dicembre) e un terzo il 22 luglio del 1871.

3.2. - INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

Le successioni prevalentemente carbonatiche di età triassico-eocenica presentano elevata infiltrazione e sono sede di una ricca circolazione sotterranea che, oltre ad alimentare alcune sorgenti con discrete portate di magra, costituisce la ricarica idrica dei serbatoi geotermici.



Fig. 9 - Panoramica del Lago dell'Accesa.
- Accesa Lake view.

Il complesso delle successioni flyschoidi, costituito prevalentemente da argilliti e subordinatamente da arenarie, marne, calcari e ofioliti (Argilloscisti a galestri e Palombini) è caratterizzato da una limitata circolazione sotterranea con manifestazioni sorgentizie di portata modesta e caratteri di intermittenza. Il complesso dei terreni prevalentemente continentali costituiti da ghiaie, sabbie e argille è caratterizzato da un variabile grado di infiltrazione delle acque meteoriche e da una discreta circolazione sotterranea, epidermica o profonda.

L'area sorgentifera di Massa Marittima comprende una serie di emergenze ubicate a contatto tra le dorsali e i sedimenti più francamente impermeabili, con una portata complessiva di 300 l/s; le acque sono mineralizzate e presentano valori di conducibilità elevati.

Le sorgenti delle Venelle, dell'Aronna e dell'Accesa si allineano secondo una direttrice meridiana. La sorgente delle Venelle, ubicata a quota 164 m, è posta all'interno di una dolina originata sul Calcare cavernoso, su cui poggiano stratigraficamente gli argilloscisti eocenici.

Le sorgenti dell'Aronna sono costituite da due gruppi di polle, alcune formanti laghi, impostate sui argilloscisti e sedimenti fluvio-lacustri ai bordi di una dorsale costituita da Calcare cavernoso; la portata totale è di 850 l/s (DE FERRARI & LOTTI, 1886).

3.3. - IL LAGO DELL'ACCESA

L'origine del Lago dell'Accesa è descritta in una leggenda popolare: il lago si è originato per sprofondamento; la data è tuttora ignota, risalirebbe secondo alcune fonti, non confermate, al 26 luglio 1218.

La leggenda narra che: "il 26 luglio festa di S. Anna, giornata dedicata ai festeggiamenti per la santa e non al lavoro, il proprietario dei terreni, in cui attualmente sorge il lago, di origine turca, non

era ben avvezzo ai festeggiamenti religiosi, ma volle, nonostante il malcontento degli agricoltori, dedicare quella giornata alla trebbiatura e non al riposo. Così secondo il racconto: "*verso mezzogiorno il cielo improvvisamente si rabbuiò. Nuvole minacciose si addensarono sopra l'Accesa mentre tremori sconvolsero la terra. I trebbiatori colti alla sprovvista, cercarono di mettersi al riparo, cercando scampo chi sotto gli alberi, chi nei capannoni, chi nella casa del Turco. Ma non ci fu nulla da fare: una fenditura si aprì nel terreno lungo tutta l'aia e rapidamente divenne un'enorme voragine. La terra precipitò dentro, le messi furono inghiottite, i capanni e la casa sprofondarono con tutti i malcapitati che avevano creduto di trovarvi riparo, mentre lingue di fuoco si levavano dal sottosuolo. Nello stesso tempo si aprirono cateratte dal cielo e un diluvio si precipitò sull'Accesa...Dopo mezz'ora di questa musica, la terra finalmente si raffreddò, il cratere con altri brontolii lamentosi poco a poco si richiuse e il sole ricomparve di nuovo ma dove fino a poco tempo prima c'era un'aia, trebbiatori e bionde spighe a perdita d'occhio, ora c'era solamente un piccolo lago verde azzurro con qualche bagliore rossastro*".

Anche il nome del lago Accesa dovrebbe derivare da una luce misteriosa che sembrava provenire dalla profondità e che emanava bagliori rossastri.

Il primo a parlare del lago dal punto di vista scientifico fu SANTI (1806) nel suo lavoro *Viaggio terzo in Toscana* in cui l'autore afferma: "*la profondità in mezzo al Chiaro è grandissima. Parvemi che egli tragga le sue acque da polle del suo proprio fondo e le acque dell'emissario, regolate da cataratta, manda le sue acque ai forni dell'accesa ove si fonde e si ripurga il minerale dell'Elba*".

Nei primi anni del 1800 le acque del lago erano



Fig. 10 - Stralcio degli originali d'Autore (scala 1:25.000) per il rilevamento del Foglio Piombino della Carta Geologica d'Italia.
- Authors sketch from Geological map of Italy, Piombino paper.



Fig. 11 - Il Lago dell'Accesa: a) stralcio della tavoletta topografica; b) ortofoto.
- Accesa lake location: a) topographic sketch; b) orthophoto.

utilizzate per gli impianti di lavaggio delle vicine miniere dell'Accesa, proprio in virtù dello stato perenne del lago alimentato dalle sorgenti al fondo.

REPETTI (1833) tentò di calcolare le dimensioni reali del Lago ma non dà nessun giudizio in merito all'origine dello stesso affermando: “*non appartiene alla serie di ristagni palustri, sivvero entra nel numero di quelli che Virgilio chiamò con il suo vero epiteto vivique lacus*”.

I primi studi di carattere geologico furono redatti nel 1886 (DE FERRARI & LOTTI) in cui gli Autori ricollegano l'origine del lago a fenomeni carsici e parlano anche di altre sorgenti che si allineano in direzione N-S secondo una medesima direttrice con il lago dell'Accesa, le sorgenti delle Venelle e dell'Aronna che distano in linea d'area 2,2 km da quelle dell'Accesa e vengono a giorno alla stessa quota dal p.c.

Il lago presenta un canale di scarico, che fu ripristinato ed approfondito nel 1912 dall'Azienda Agraria Società Montecatini con abbassamento del livello del lago di 50 cm, bonificando tutta la zona circostante.

Le dimensioni del lago sono state rilevate per primo da MERCIAI (1933, fig. 12); il lago presenta forma ellittica con asse maggiore di 580 m e asse minore di 390 m, la profondità massima è stata stimata dallo stesso Autore essere di 40 m.

Esso ha subito variazioni di forma e dimensioni nel tempo: le variazioni planimetriche dal 1832 al 1919 sono state riportate da MERCIAI (1933), le ultime misure batimetriche sono state effettuate da NEGRI (figg. 13, 14) nel 1995 (NEGRI, 1998).

La temperatura dell'acqua risente della temperatura esterna ed oscilla dagli 8° ai 25° C circa.

La sorgente a fondo lago ha portata di 68 l/s (PERRONE, 1912), risultava invece a DE FERRARI

& LOTTI (1886) di 160 l/s; mentre la portata del piccolo canale emissario è di 10 l/s.

Recentemente, sono state effettuate osservazioni subacquee del lago, che hanno riguardato due distinti settori (CARAMANNA *et alii*, 2004). Nel settore sud-occidentale è presente un piccolo specchio d'acqua separato dal bacino principale, tramite una barriera di limo sabbioso. La profondità massima di questo invaso è di 15 metri. Le pareti sono costituite da materiali sabbioso-limosi.

La sezione verticale dell'invaso è imbutiforme, con un netto restringimento sul fondo, dove affiora localmente del materiale calcareo molto alterato (Calcare cavernoso). La temperatura dell'acqua è risultata costante, con valore di 20 °C. La visibilità è nulla a causa della presenza di sospensione limosa.

Nel settore orientale, in prossimità dell'emissario, la parete del lago è molto acclive e la profondità di circa 30 metri. I terreni sono limoso-sabbiosi, non vi sono evidenze di materiali calcarei in posto.

La presenza lungo la parte sommersa di radici di piante non acquatiche, fino alla profondità di circa 15 m, lascia ipotizzare che il livello del lago, in passato sia stato più basso, permettendo l'insediamento di piante lungo le sponde, oggi in parte sommerse. Per quanto riguarda la temperatura dell'acqua, si osserva attorno ai 13 metri di profondità il passaggio brusco da 20°C (strato superiore) a 10°C (strato inferiore). La visibilità è molto scarsa a causa del limo in sospensione.

I valori dei principali parametri chimico-fisici (tab. 1) evidenziano una elevata mineralizzazione (conducibilità 2000 $\mu\sigma/cm$) con bassi valori di ossigeno disciolto soprattutto negli strati più profondi.

Sebbene sia presente una netta stratificazione termica lungo la verticale, gli altri parametri misu-

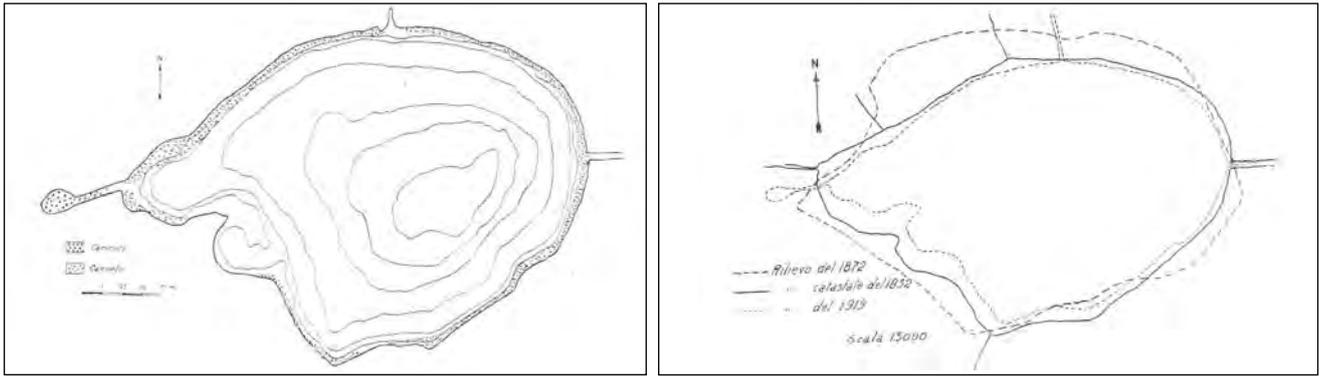


Fig. 12 - Curve batimetriche del Lago dell'Accesa e variazioni della linea di costa dal 1872 al 1919. Da MERCIAI, (1933).
 - Bathymetric map of the Accesa lake; coastal line variation from 1872 to 1919. From MERCIAI, 1933.

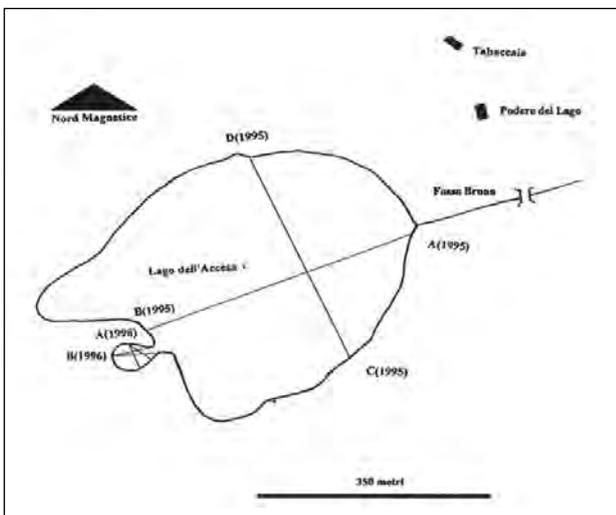


Fig. 13 - Schema del Lago dell'Accesa da NEGRI, (1998).
 - Accesa lake scheme from NEGRI, (1998).

ratì, ad eccezione dell'ossigeno disciolto, non variano in modo consistente.

Altri piccoli laghi e polle d'acqua sono stati individuati nell'area dell'Accesa, poco a nord nel bacino dell'Aronna in prossimità delle sorgenti omonime (fig. 15).

3.4. - ANALISI E CONSIDERAZIONI

La piana dell'Accesa è la più meridionale di una serie di conche tettono-carsiche, ubicata in un contesto geologico-strutturale caratterizzato da linee tettoniche ad andamento meridiano che mettono a contatto la formazione carbonatica del Calcare cavernoso, altamente carsificabile e sede di importante circolazione d'acqua, con depositi caratterizzati da basse permeabilità (Argilloscisti a galestri e Palombini).

Per effetto di tale assetto geologico-strutturale, l'area è una importante zona di recapito di acque

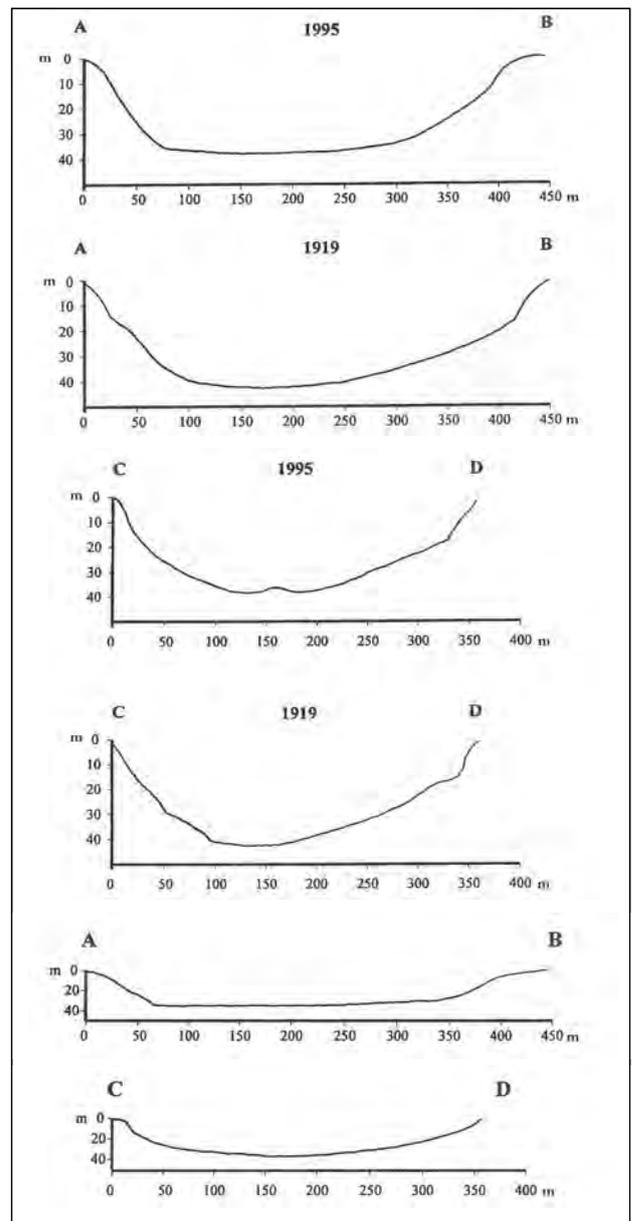


Fig. 14 - Profili del Lago dell'Accesa, da NEGRI, (1998).
 - Accesa Lake profiles, from NEGRI, (1998).

mineralizzate, con sorgenti termo-minerali, e di flussi endogeni (CAMPOBASSO *et alii*, 2004; NISIO *et alii*, 2004).

Le sorgenti mineralizzate hanno dato origine nel tempo ad estesi depositi di travertino, presenti a nord dell'area, ma non nel bacino dell'Accesa né nell'attiguo bacino dell'Aronna, che poggiano o si intercalano alle successioni marine plio-pleistoceniche.

Il lago dell'Accesa si è originato a seguito di uno sprofondamento avvenuto in epoca storica (presumibilmente medioevale).

Tale sprofondamento è collegato alla dissoluzione del Calcere cavernoso posto ad alcune decine di metri di profondità al di sotto degli argillo-scisti a galestri e palombini. Le ispezioni subacquee hanno mostrato la presenza delle argille sino a fondo del lago (CARAMANNA *et alii*, 2004).

Il grande diametro dello specchio d'acqua (580 m) pone qualche dubbio sulla presunta cavità sottostante nel Calcere cavernoso, che dovrebbe avere un volume pari almeno al doppio di quello della cavità in superficie.

Inoltre, la presenza di sorgenti mineralizzate al fondo e di una falda in pressione presente nel *bedrock* fa supporre un'influenza anche della spinta dell'acqua dal basso.

La presenza di diaclasi e faglie che attraversano la piana trasversali e/o oblique rispetto alla *main fault* ad andamento meridiano può aver giocato un ruolo nel processo di sprofondamento: attraverso queste è stata facilitata la risalita di fluidi gassosi H₂S e CO₂, altamente aggressivi nei confronti dei carbonati.

4. - L'AREA DI COLLE VAL D'ELSA-POGGIBONSI (SIENA)

4.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE-GEOMORFOLOGICO

L'area di studio è ubicata tra gli abitati di Colle Val d'Elsa, Poggibonsi e Monteriggioni, nella Valle

del Fiume Elsa. Il paesaggio dominante è di tipo collinare, modellato su depositi terrigeni, spoglio di boschi con poggi nudi dopo la mietitura estiva.

Le litologie affioranti sono costituite da sabbie e argille di ambiente marino (fig. 16) di età plio-pleistocenica, che poggiano in trasgressione sul substrato triassico (serie ridotta).

In particolare, al di sopra delle argille grigio-azzurre plioceniche affiora una formazione di argille sabbiose, in cui si intercalano orizzonti più francamente sabbiosi, appartenente al Pliocene medio.

Dal punto di vista della permeabilità, le argille e le argille sabbiose hanno igroscopicità molto alta, per cui assumono una grande quantità di acqua capillare che le rende praticamente impermeabili.

Sono presenti inoltre estesi affioramenti di travertino, di spessore variabile che può superare i 50 m, la cui origine è legata alla presenza di scaturigini di acque calde e ricche di acidi solfidrici e di anidride carbonica, presenti in prossimità di linee tettoniche e o di contatti litologici. I travertini poggiano sul substrato carbonatico (costituito prevalentemente dal Calcere cavernoso) o direttamente sulla successione plio-pleistocenica.

La tettonica neogenica-quadernaria ha determinato sistemi di faglie raggruppabili in tre direzioni principali: appenninica, antiappenninica e meridiana, che hanno determinato la formazione di aree depresse.

L'area di Poggibonsi è un'area ad elevata sismicità; due eventi sismici antichi, particolarmente violenti, potrebbero aver condizionato la formazione e la propagazione delle cavità: il primo sisma è relativo al 1456 (22 agosto), il secondo nel 1697 (20 settembre).

4.2. - I LAGHI DI S. ANTONIO

Nella parte settentrionale della montagna senese, sull'altopiano di S. Antonio, si rinvengono due laghi di forma sub-circolare, il Lagoscuro e il Lago di S. Antonio, denominato anche Lago Chiaro (figg. 17, 18), nonché paleoforme circola-

Tab. 1 - *Caratteristiche fisico-chimiche della sorgente dell'Aronna e del Lago dell'Accesa riferite a diverse profondità di campionamento.*

- Aronna spring and Accesa lake physic-chemical characteristics (depth in meter).

Località	Profondità (m)	C.E. $\mu\sigma/cm$	pH	T°C	Eh mV	Ox mg/l
Aronna		2004	6,92	22,9	175	1,02
Sorgenti lago	-15	2001	7,50	21,0	100	3,03
Accesa	-25	1980	7,53	10,0	197	2,60
Accesa	-13	1976	7,74	13,0	190	6,03
Accesa	-10	2003	7,82	20,0	177	5,70
Accesa	-5	2003	7,87	20,0	175	5,83

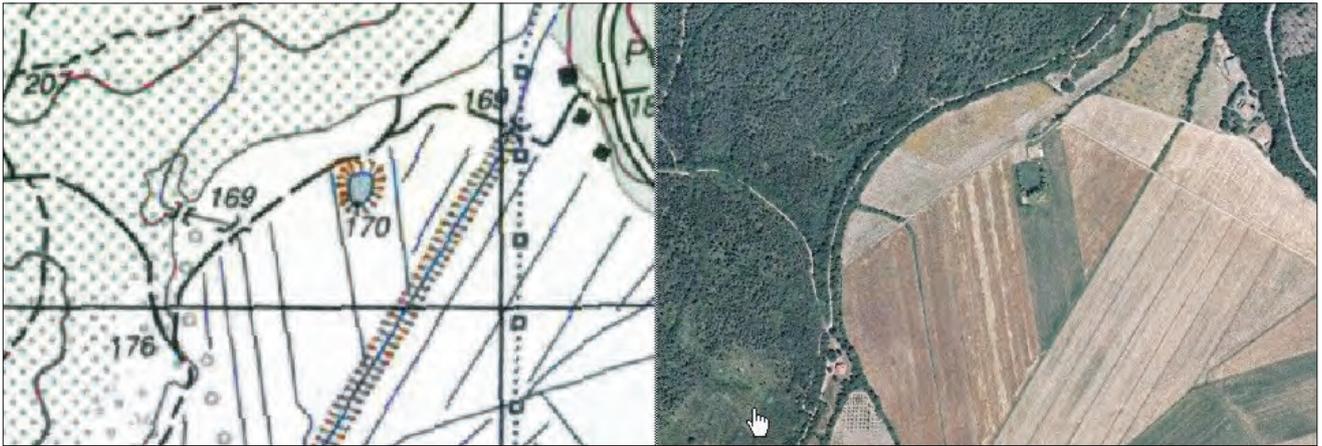


Fig. 15 - Ubicazione di altre polle e specchi d'acqua nelle piane limitrofe.
- Location of springs and little lake in the nearest plains.

ri asciutte che si allineano lungo un'unica direttrice. Le forme asciutte e piccoli laghi oggi estinti sono descritti in letteratura: l'Ausciana, ridotta ad un piccolo spazio ricoperto da vegetazione palustre a fine '800, un'altra cavità prosciugata nello stesso periodo (LOTTI, 1888), nonché un piccolo lago colmato artificialmente nel 1841 (REPETTI, 1841). Poco a nord dei laghi di S. Antonio si individuano altre polle e paleoforme (S. Silvestro, Faeta, le Pietre e Lario).

Singolari tradizioni e leggende riguardano questi laghi. Per quanto riguarda il Lago di S. Antonio, l'origine sarebbe precedente al 1000. Secondo una leggenda, conservata in un vecchio manoscritto conservato nella Pieve di Staggia e riportata da DEL ZANNA (1899): *Sant'Ambrogio recandosi a Roma si fermò in una locanda, presso la vec-*

chia strada maremmana, per passarvi la notte. Nella sera mentre prendeva riposo dalle fatiche del viaggio, s'intrattenne a parlare familiarmente col proprietario dell'albergo, e questi discorrendo di sé disse, caso più unico che raro, di essere felice, senza desideri, e che nessuna disgrazia aveva mai turbata la sua serena contentezza. A tali parole il vescovo milanese ordinò a quelli che l'accompagnavano di prepararsi a partire subito perché un'immensa sciagura minacciava quella casa. Infatti il sant'uomo col suo seguito si era di poco allontanato, che la casa sprofondò col terreno adiacente e nella voragine si raccolsero le acque formando un lago.

Altri Autori riportano leggende diverse, DEL ZANNA (1899) riporta un interessante brano di un autore del '500, Leandro Alberti, (1550), tratto da *Descrizione di tutta Italia*, (lo stesso racconto è riportato da Paolo Merula nel 1605 in *Cosmografia e Geografia*):

Preso l'Abbadia, onorevole contrada posta fra i termini di Firenze e di Siena, sono due laghi l'uno dall'altro discosto, al tirare di una saetta. In uno di quelli vedesi l'acqua chiara ma non se ne ritrova il fondo (come dicono gli abitatori del paese), nell'altro alquanto più piccolo, appare l'acqua tanto nera che pare da reguagliare all'inchiostro, al cui fondo non si può attingere. E questa acqua è totalmente di natura contraria all'altre acque, imperoché essendogli gelato dentro il legno incontinentemente, scende al profondo, e più non si vede. Et quivi pesce non si ritrova. Ella è volgata fama appresso agli abitatori del paese che passando quindi S. Cervone Vescovo di Massa e quivi fermandosi a riposare (ove è il primo lago) ove era una taverna, e intendendo la vitiosa vita dell'hosto, che teneva, e sforzando di ridurlo in penitenza dei suoi peccati, e giudicando di non poterlo convertirlo, partendosi la mattina seguente li pronunciò, che insieme lui insieme colla taverna profunderebbe nell'abisso, et che partito il santo vescovo, incontinentemente aprendosi la terra fosse inghiottito coll'edificio e che poi vi rimanesse detto lago. Dell'altro lago dicono, che habitando in questo luogo unsc-

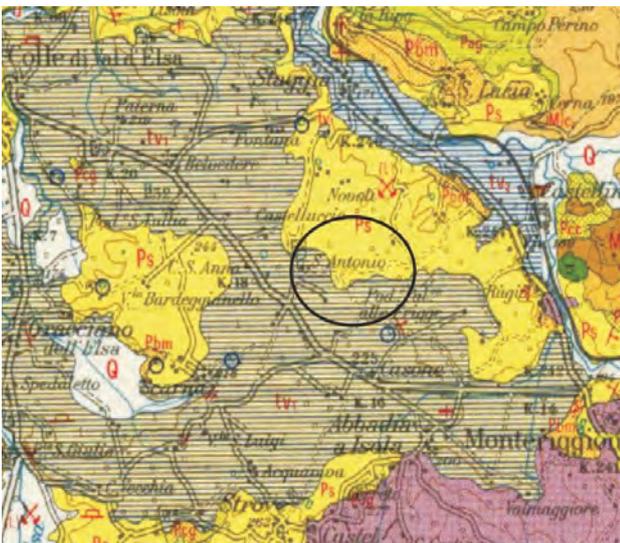


Fig. 16 - Stralcio del Foglio Geologico Castelfiorentino, scala 1:100.000.
- Castelfiorentino Geological paper sketch, 1:100.000 scale.

lerato sodomita e essendo vivuto in tanta sceleragine alquanto tempo, non lo volendo più sopportare Iddio, fece aprire la terra, e lo fece sprofondare con tutta la famegla, rimanendovi questo lago pieno d'acqua negrissima, e di contraria natura dell'altra acqua, quanto era la sua habitazione.

La data di formazione dei laghi non è stata ancora individuata, ma si può ritenere che essi siano precedenti al 1038, come suggerisce un brano di REPETTI (1841): Sono due piccoli ristagni d'acqua, uno dei quali chiamasi lago scuro, e l'altro Lago della Chiesa o di S. Antonio. Presero entrambi il nome della Parrocchiale, nel cui distretto sono situati. Trovansi sulla destra della strada maestra che da Monte Riggioni guida a Colle, fra Castiglioncello Staggia e la Badia di S. Salvatore dell'Isola, cui tali laghi nei tempi trascorsi appartenevno sotto il vocabolo di Padule del Canneto.

In qual condizione si trovasse nei secoli intorno al mille questa palustre contrada lo accennò un breve del 23 aprile 1038 dato nella Badia dell'Isola da Gunfredo Vescovo di

Volterra col quale confermò all'abate e monaci di quel monastero le decime del vicino Padule Aroge a ciò una deliberazione presa nel 1245 da Lucherino Abbate dell'Isola di fare approfondire la fossa emissaria del Padule di Canneto, perché le sue Acque più facilmente scolassero nel Fiume Staggia.

Appella allo steso ristagno di acque presso l'Isola una rubrica delli Statuti senesi del 1284 relativa al Padule di Canneto; finalmente vi riferisce una provvisione della Signoria di Siena del primo agosto 1322 con la quale ordinò di ripulire la fossa emissaria di quel Padule il di cui deposito infestava l'area della circostante contrada. Un terzo e più esteso lago palustre nelle vicinanze dei predomanti venne recentemente colmato ed il suo terreno ridotto a cultura di proprietà della nobile Famiglia Bianchi di Siena. Rammentò i due laghi dell'Badia a Isola Giorgio Merula nella sua Cosmografia (Parte seconda libro IV) come dotati essi di qualità prodigiose allorché scriveva che: in toscana presso il Vico dell'Badia tra i confini del territorio fiorentino e quelli di Siena esistono due laghi distanti uno dall'altro un tiro del-



Fig. 17 - Ubicazione dei Laghi di S. Antonio (Lagoscuro e Lago di S. Antonio): a) stralcio della tavoletta topografica; b) ortofoto.
- Location of St. Antonio lakes (Lagoscuro and St. Antonio lake): a) topographic sketch map; b) ortophoto.



Fig. 18 - Immagini riprese da elicottero dei Laghi di S. Antonio: a) entrambi i laghi; b) il Lago di S. Antonio.
- Views from helicopter of the St. Antonio's lakes: a) the lakes; b) St. Antonio lake.

l'arco dei quali uno ha le acque ricchissime, né al dire degli abitanti vi si trova fondo, l'altro un poco più piccolo contiene un'acqua nera come la pece priva affatto di pesci, e vi getta dentro un legno, questo va tosto al fondo né più apparisce.

LOTTI (1888) riferisce che le dimensioni dei laghi erano: profondità 14 m, diametro 60 m per il Lago di S. Antonio (fig.19), e profondità 7.5 m, diametro 20 m per il Lago Scuro (fig. 20). Secondo DEL ZANNA invece, le misure eseguite nel 1901 rivelerebbero dimensioni maggiori: per il Lago di S. Antonio si tratta di un ellisse, con asse maggiore di 120 m e asse minore 110 m; parallelamente, il Lago Scuro avrebbe assi di 80 m e 65 m.

La Chiesa di S. Antonio, che si trovava presso le sponde dell'omonimo lago, ha subito cedimenti negli ultimi anni dell'800, ed è stata pertanto abbattuta e ricostruita nel 1898.

Alla base dei laghi sono presenti sorgenti di modesta portata (circa 13 l/s).

I dati stratigrafici acquisiti (figg. 21, 22) evidenziano che i laghi sono ubicati in prossimità del contatto tra travertini e sedimenti plio-pleistocenici, questi ultimi in trasgressione sul substrato costituito da Calcere cavernoso posto a profondità superiori ai cento metri (BOSSIO *et alii*, 2002).

Nell'area dei laghi, il travertino è subaffiorante e presenta uno spessore inferiore a 10 m (sondaggio 7 in figg. 21, 22).

Nelle località S. Silvestro, Faeta e Le pietre sono presenti altre paleoforme e cavità colmate di acque (figg. 23, 24, 25, 26, 27; tab. 2).

4.3. - ALTRI FENOMENI NEL SENESE

Tra i fenomeni conosciuti nel senese, viene annoverata una polla di acque sorgive, presso Pienza, nota come Mofeta dell'Acqua Puzzola. Si tratta di una cavità subcircolare, con diametro di circa 8 m, da cui provengono emissioni di acido solfidrico, ubicata a poca distanza dalla cittadina di Pienza, sulla fascia di raccordo tra l'abitato e l'area collinare (fig. 28).

La cavità poggia su depositi pliocenici prevalentemente argillosi. Le emissioni di gas e la pressione di risalita delle acque sono molto elevate; le acque che colmano la cavità si presentano in uno stato di perenne *ebollizione*, di colore marrone per la movimentazione delle particelle argillose; la temperatura è bassa (fig. 29).

Il pH è risultato molto basso (pH=2,1); i valori di conducibilità sono estremamente elevati (11000 $\mu\sigma/cm$).

La Mofeta dell'Acqua Puzzola era già nota nel 1334 (viene citata nella relazione di Simone Tondi per lo Stato di Siena) e venne successivamente studiata nel 1530 da un autore che viene riportato

con in nome di MAGNIERO e da SANTI nel 1798; altri studi sono dovuti a GIULI (1833).

REPETTI nel 1841 riporta: *Pienza come Siena ha in vicinanza dei suoi colli molte scaturigini di acque termali ed una non termale trovansi nella stessa collina in luogo detto Casale la quale è designata dal suo odore solfureo col vocabolo di Acqua Puzzaola. Il Santi che la descrisse nel suo viaggio secondo per le due provincie senesi (Vol. II pag. 298), avisò che il suo fondo è limaccioso e l'acqua poco profonda che le continue emanazioni di gas idrogeno solforato e di gas acido carbonico vi causano un'apparente ebollizione e diffondono nelle vicinanze un fetore zulfureo intollerabile quando regna il vento scirocco. Vedonsi pure nelle vicinanze dell'Acqua Puzzaola altre piccole aree bianche spogliate totalmente da ogni vegetazione, perforate da vari pertugi, e da alcuni cretti profondi, dai quali forami esalano emanazioni mefitiche totalmente composte dai sunnominati due gas. Lo che ci rammenta quanto fu registrato su questo proposito nei Commentarii di Pio II rispetto agli aliti soffocanti e perpetui dei gas che scaturivano di sotto al tufo nello scavare i fondamenti della Cattedrale di Pienza, a cento e più piedi sotto la superficie del suolo e per cui vi restarono soffocati molti lavoranti.*



Fig. 19 - Il Lago di S. Antonio.
- St. Antonio Lake.



Fig. 20 - Il Lago Scuro.
- Lago Scuro lake.

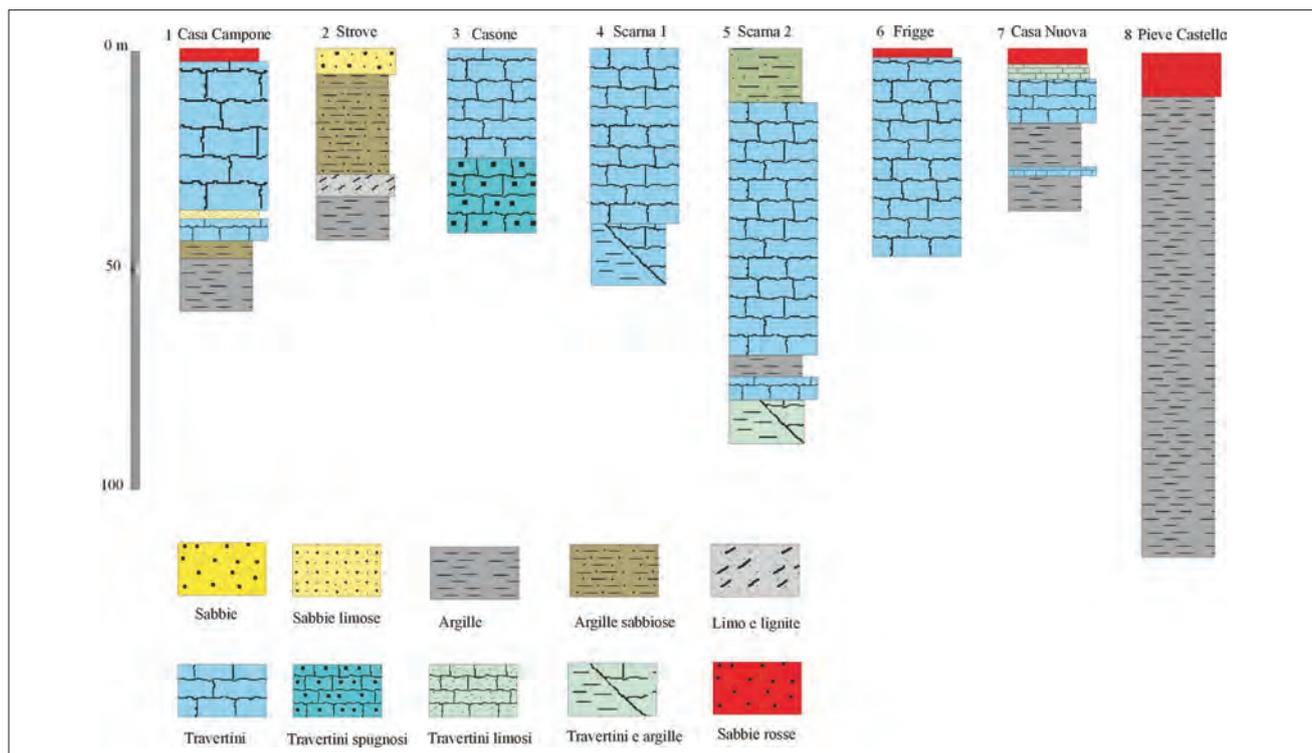


Fig. 21 - Stratigrafie dei sondaggi nell'area dei Laghi di S. Antonio. Da BOSSIO *et alii*, 2002.
- *Boreholes data in St. Antonio lakes area.* from BOSSIO *et alii*, 2002.

4.4. - ANALISI E CONSIDERAZIONI

L'assetto geologico-strutturale della valle del F. Elsa è caratterizzato dalla presenza di lineamenti tettonici attivi ed elevata attività sismica; l'area costituisce recapito di acque mineralizzate, con sorgenti termo-minerali e flussi endogeni. Le sorgenti mineralizzate hanno dato origine nel tempo ad estesi depositi di travertino, che poggiano e/o si intercalano alle successioni marine di età plio-pleistocenica.

Il travertino, a volte sub-affiorante e rinvenuto in sondaggio a profondità variabile, ha uno spessore compreso tra pochi metri e alcune decine di metri. Lo spessore misurato in sondaggio nel centro del-

la piana (località Scarna) è stato stimato 60 m circa. In alcuni sondaggi prevalgono invece i depositi argillosi marini, con uno spessore maggiore di 100 m.

I fenomeni di sprofondamento si sono manifestati nell'area in epoca storica (medioevo e Rinascimento), dando origine a laghi e a cavità asciutte. Tali sprofondamenti sono dovuti oltre alla dissoluzione del travertino, anche alla presenza di diaclasi e faglie attraverso le quali è facilitata la risalita di fluidi gassosi ricchi in H_2S e CO_2 , altamente aggressivi nei confronti dei carbonati, e alla presenza di una abbondante circolazione di acque mineralizzate che dà origine a numerose emergenze.

Tab. 2 - *Principali caratteristiche dei laghi di S. Antonio e parametri chimico-fisici delle relative acque.*
- Morphological and chemical-physical characteristics of St. Antonio lakes.

Toponimo	Data di formazione	Diametro (m)	Profondità (m)	Conducibilità ($\mu\sigma/cm$)
Lago S. Antonio	Anno imprecisato del '400 o '500 (nel 1550 era presente)	60 nel 1880 110-120 nel 1901	14	341
Lago Scuro	Anno imprecisato del '400 o '500 (nel 1550 era presente)	65-80	7,5	385
Faeta	n.d.	50	5-6	246



Fig. 22 - Stralcio della tavoletta topografica 113 S/E (1:25.000 IGM). Ubicazione dei laghi e dei sondaggi.
- Topographic map sketch (IGM, 113SE). Location of the lakes and boreholes.



Fig. 23 - Piccolo specchio d'acqua in località Faeta.
- Little lake in Faeta locality.

L'assenza di depositi di travertino nel sottosuolo di talune aree interessate da sprofondamenti e/o la profondità di alcuni fenomeni fanno ipotizzare l'esistenza di processi di risalita di acque mineralizzate e aggressive e conseguenti fenomeni di erosione dal basso.

5. - L'AREA DI CAPALBIO (GROSSETO)

Nell'entroterra dell'Argentario, nei pressi di Capalbio (GR), v'è una serie di laghi di acque ricche in carbonati, con rive incrostate da depositi di travertino, la cui origine può essere ricondotta a fenomenologie di collasso carsiche, più o meno profonde (MORI, 1932; CENSINI & COSTANTINI, 2002, GONNELLI *et alii*, 2002).

Di tali laghi, REPETTI (1835) scrive: *Sono i lagaccioli distanti tre migl. a sett.-grec. di Capalbio, sul lato destro della strada comunicativa che guida a Manciano, alla base sett. dei poggi donde scende il borro del rigo ai Sorci, uno dei tributari del torr. Elsa e questi del Fi. Albegna. Il Lago Aquato è il più esteso di tutti i lagaccioli di Capalbio ed è a lui secondo il lago secco, sebbene questo debba dirsi una pozzanghera piuttosto che meritare il titolo di lago.*

Quasi nello stesso meridiano ma cinque in sei migl. a pon. de Lagaccioli testè accennati, esiste un'altra piccola laguna ad acque ristagnanti la quale porta essa pure l'im-

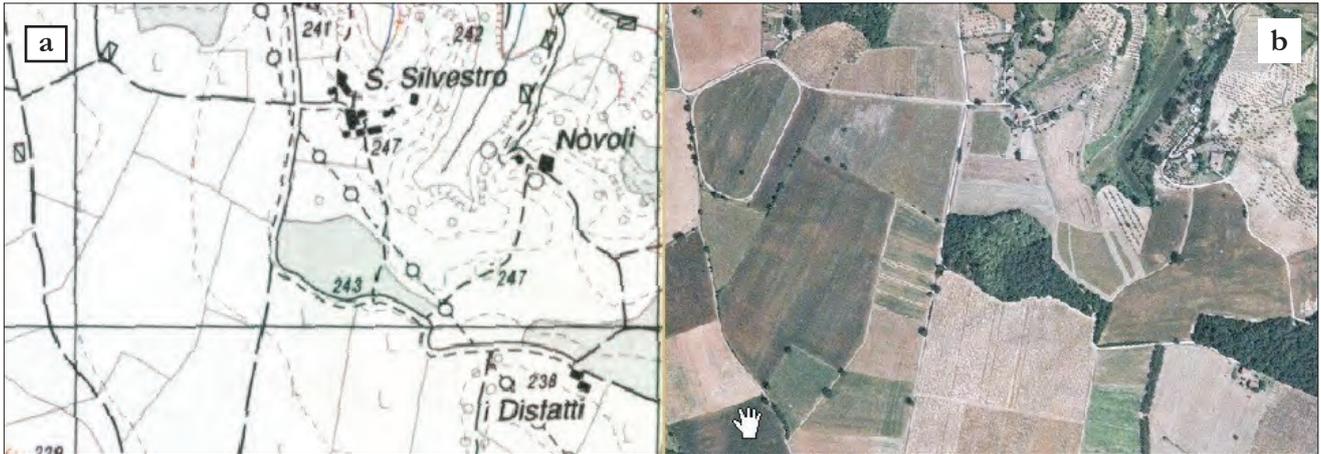


Fig. 24 - Ubicazione della cavità di S. Silvestro: a) stralcio topografico; b) ortofoto.
 - Location of *St. Silvestro* cave: a) topographic sketch map; b) orthophoto.



Fig. 25 - Ubicazione della piccola polla di Faeta: a) stralcio topografico; b) ortofoto.
 - Location of the *Faeta* little lake: a) topographic sketch map; b) orthophoto.

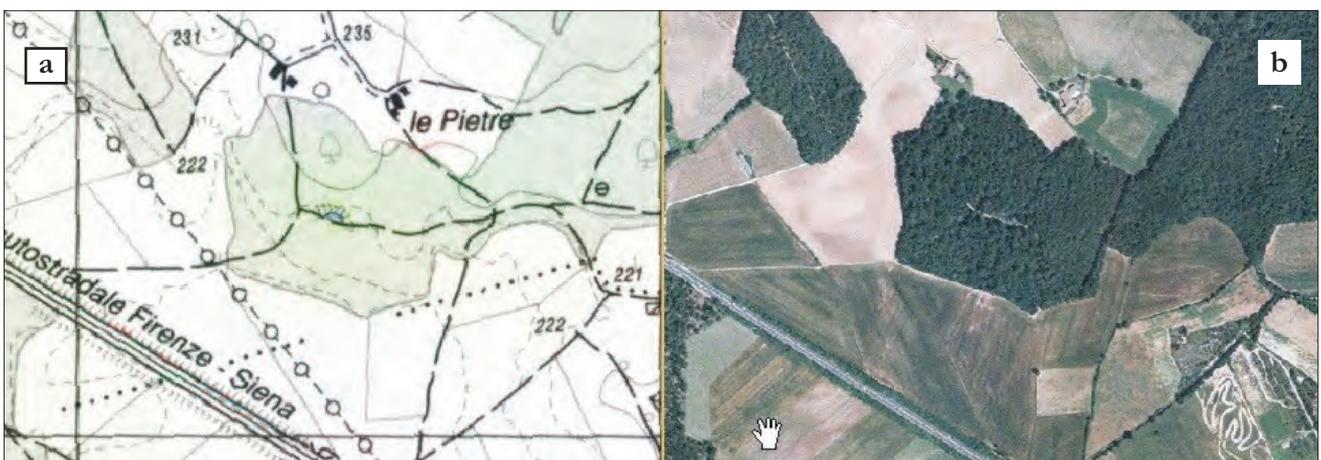


Fig. 26 - Ubicazione della polla di località Le Pietre: a) stralcio topografico; b) ortofoto.
 - Location of the little lake in *Le Pietre* locality: a) topographic sketch map; b) orthophoto.

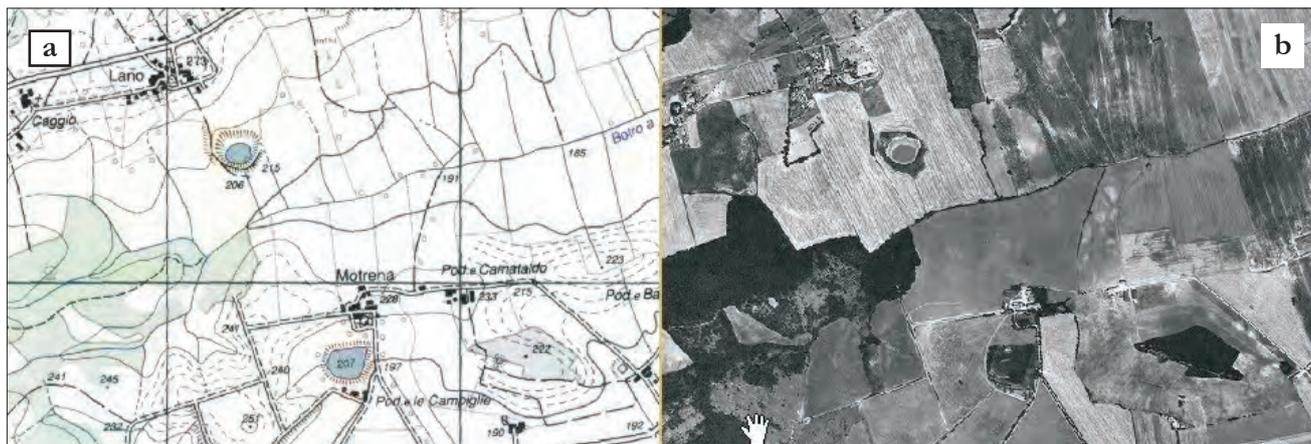


Fig. 27 - Altri piccoli specchi d'acqua in località Lario: a) stralcio topografico; b) ortofoto.
 - Location of other little lakes in Lario locality: a) topographic sketch map; b) orthophoto.



Fig. 28 - Ubicazione della Mofeta dell'Acqua Puzzola: a) stralcio topografico; b) ortofoto.
 - Location of Mofeta dell'Acqua Puzzola: a) topographic sketch map; b) orthophoto.



Fig. 29 - Immagini panoramiche della Mofeta dell'Acqua Puzzola (Pienza).
 - Mofeta Acqua Puzzola (Pienza) views.

meritato nome di Lago di Cutignolo.

Più vasto di tutti spande in mezzo al travertino le sue acque il lago di S. Floriano situato alla base meridionale del poggio di Capalbiaccio alla sinistra della strada maremmana nello stato pontificio, quasi al bivio dove sbocca la via vicinale che scende dal Cast. Di Capalbio da cui il Lago di S. 3 migl. a lib.

5.1. - IL CARSIAMO DELL'AREA

Il territorio dell'area di Capalbio è caratterizzato dalla presenza di poggi tondeggianti, di aspetto prevalentemente massiccio, talvolta allungati, che separano piccole piane intracollinari. Nelle aree prossime alla costa, la vegetazione è costituita da specie erbacee e arbustive, nelle aree più interne prevale il bosco.

Le conche intracollinari sono di origine tettono-carsica e sono caratterizzate da una scarsa rete idrografica e assenza di immissari. I suoli sono costituiti da terre rosse, generalmente di modesto spessore, per cui si passa rapidamente al substrato calcareo. I fenomeni carsici sono concentrati sui rilievi carbonatici, costituiti prevalentemente da Calcarea cavernoso, con forme epigee molto marcate, a volte coperte da una fitta vegetazione a macchia mediterranea che ne rende difficile l'individuazione.

Tra le forme carsiche epigee, le doline a fondo piatto sono molto diffuse; esse sono localmente definite *peschine* perché periodicamente colmate d'acqua piovana ed utilizzate per l'abbeveraggio del bestiame.

I fenomeni carsici più profondi presentano sviluppo in profondità ragguardevole e suddivisi localmente in due tipologie: i *bottini* e le *grandi caverne*. I *bottini* indicano, secondo la terminologia locale, i condotti carsici, con pareti verticali e altezza maggiore di 10 m, a morfologia cilindrica, con genesi da sprofondamento; le *caverne* rappresentano l'evoluzione dei *bottini* in doline ad imbuto, con pareti inclinate e sviluppo di alcune decine di metri. Le grandi caverne sono accessibili tramite vaste aperture del diametro di alcune decine di metri e profondità dell'ordine di cinquanta metri.

5.1.1. - Il Lago di S. Floriano

Il Lago di S. Floriano, che dista da Capalbio 5,5 km, si è formato in epoca recente in seguito ad un evento di sprofondamento. La più antica rappresentazione del lago rinvenuta risale al 1696 (tavola di Amati). Il lago è ubicato su depositi di transizione e marini (limi palustri) a granulomentria limoso-argillosa, che poggiano su di un substrato carbonatico, costituito da Calcarea cavernoso, posto a profondità compresa tra i 30 e i 50 m (figg. 30, 31).

Sull'origine del lago è diffusa tra gli abitanti

una leggenda, che fa risalire la sua formazione al 4 agosto di un anno imprecisato: *nella Maremma toscana il 4 agosto è un giorno dedicato a San Floriano, santo protettore dei trebbiatori, in quel giorno è usanza antica sospendere i lavori di trebbiatura e fare festa. La leggenda narra che alcuni trebbiatori non vollero interrompere i lavori nei campi dove ora c'è il lago. Ad un tratto il terreno tremò e si aprì una cavità che travolse i lavoranti e che fu subito riempita d'acqua.*

Il lago è ubicato allo sbocco della Valle dei Ceppi, compresa tra i Poggetti e Poggio di Capalbiaccio; presenta un immissario (Fosso di S. Floriano) ed un emissario (Fosso del Melone).

La quota del lago è 9,5 m s.l.m.; la forma, in origine circolare, è stata modificata da opere antropiche e dalla realizzazione di un immissario. La sponda nord-occidentale del lago è vicina alla dorsale carbonatica mentre il resto del lago è ubicato su terreni limoso-torbosi (fig. 32).

Il diametro maggiore è 228 m, il diametro minore 195 m. La profondità media del lago è 2,5 m circa, quella massima 5 m. Il regime delle acque è regolato da un sistema di chiuse (fig. 33).

La temperatura delle acque è 5,2 °C; la conducibilità 579 $\mu\sigma$ /sec.

A nord del Lago di S. Floriano esisteva già nel 1696 un altro lago, oggi estinto: il Lago di S. Sisto.

5.1.2 - I laghi del Marruchetone

A nord di Capalbio, presso Casale del Marruchetone, sono presenti due piccoli laghi (figg. 34, 35, 36). Il primo, denominato lago del Bosco Schiapparello, sembra essersi formato circa una trentina di anni fa (secondo il racconto degli abitanti) in occasione di un evento catastrofico.

Nasce a ridosso di un piccolo rilievo allungato, all'interno di un bosco di querce, antistante la piana, e poggia, dal punto di vista geologico, sulla formazione dei Galestri e palombini.

Il lago aveva, originariamente, morfologia circolare. In un secondo momento è stato allungato artificialmente all'interno del bosco. Il diametro iniziale era di circa 50 m; oggi ha forma ellissoide, con asse maggiore di circa 80 m.

La profondità è molto ridotta (2-3 m), ma, anche se durante la stagione secca il livello dell'acqua si abbassa notevolmente, non si asciuga mai completamente. La temperatura delle acque è 6° C, la conducibilità 175,4 $\mu\sigma$ /sec.

Il secondo lago del Marruchetone (fig. 37), ubicato all'interno della tenuta omonima, si è formato circa quindici anni fa durante la stagione invernale.

L'area, precedentemente occupata dal bosco, era stata disboscata ed arata; il giorno successivo



Fig. 30 - Ubicazione del lago di S. Floriano: a) stralcio topografico; b) ortofoto.
 - Location of the St. Floriano lake: a) topographic sketch map; b) orthophoto.

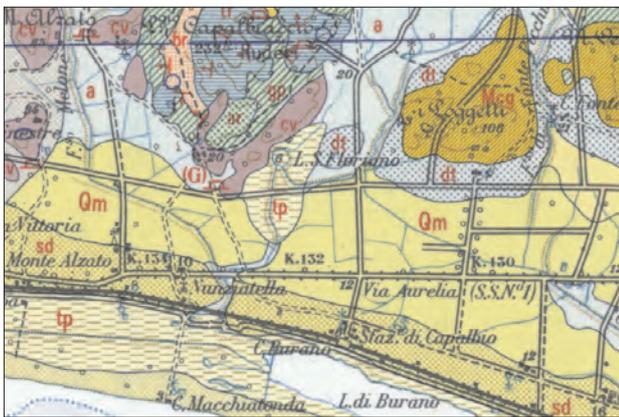


Fig. 31 - Stralcio del Foglio Geologico Orbetello (scala 1:100.000);
 Cv: Calcare cavernoso, tp: limi palustri.
 - Geological sketch map (Orbetello Paper 1:100.000 scale); Cv: Cavernous limestone; tp: palustri lime.

all'aratura, si è verificato uno sprofondamento catastrofico con fuoriuscita istantanea di acque che hanno dato origine ad uno specchio d'acqua di forma sub-circolare. Le fratture legate allo sprofondamento hanno interessato un'area più vasta arrivando sino alla strada.

Attualmente gli argini sono stati antropizzati e il lago, che non subisce variazioni stagionali di livello, viene utilizzato a fini irrigui nella tenuta. Il vicino torrente Radicata durante la stagione estiva si prosciuga mentre il lago del Marruchetone mantiene costante il suo livello. Le dimensioni sono di circa 60 m di diametro e profondità di 3-4 m. La temperatura delle acque è risultata di 6° C; la conducibilità 677 $\mu\sigma/cm$.

5.1.3. - Altri laghi originati per sprofondamento

Il Lago Acquato viene riportato nella rappresentazione di Giacomo Filippo Amati del 1696.

Impostato su sedimenti alluvionali-lacustri, al piede della dorsale bordata da faglie ad andamento NO-SE e costituita da Calcare cavernoso (T2-

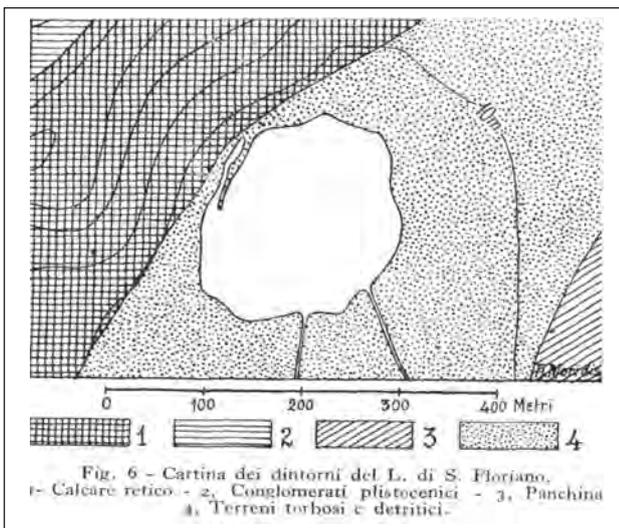


Fig. 32 - Schema geologico dell'area circostante il Lago di S. Floriano; da MORI (1932).
 St. Floriano area geological scheme; from MORI (1932).

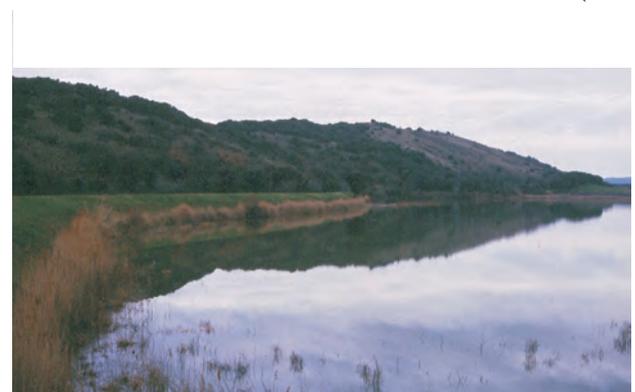


Fig. 33 - Panoramica del lago di S. Floriano.
 - St. Floriano lake view.

3 in colore rosa in figura 38), il Lago Acquato presenta una forma a quadrilatero con asse maggiore di circa 775 m e asse minore di circa 530 m (fig. 39).

Le sponde orientali e meridionali del lago sono impostate sui calcari marnoso-arenacei della Formazione dell'Alberese (Eocene); nel settore settentrionale dell'area affiora invece il Calccare cavernoso.

Pertanto, il lago è ubicato al contatto tra i terreni della formazione dell'Alberese, che si comportano come rocce impermeabili, e quelli del Calccare cavernoso, estremamente permeabili e soggetti a fenomeni di dissoluzione carsica, mascherato da una coltre di modesto spessore di sedimenti fluvio-lacustri.

La profondità è estremamente scarsa: 3,35 m (MORI 1933). Il lago è privo di immissario ed emissario, probabilmente è alimentato da una sorgente subacquea. Nelle immediate vicinanze del lago si rinvengono inoltre altre due cavità: la Pozza del lino e la Buca dei Pucci, quest'ultima di dimensioni 210x180 m.

Vengono invece chiamati Lagaccioli, tre piccoli laghi contigui, allineati lungo la direzione E-O, 750 m a sud del Lago Acquato. Essi occupano il fondo di una stretta valle, a quota leggermente diversa; per questa ragione vengono definiti Lago di Sopra, Lago di Mezzo e Lago di Sotto.

Quest'ultimo (100 m s.l.m.) presenta forma ellissoidale con assi maggiore e minore pari a 240 e 90 m. Il Lago di Sopra (dimensioni degli assi 155 m e 100 m circa) è collegato agli altri due tramite un fosso. I Lagaccioli (fig. 40) sono impostati su conglomerati miocenici che poggiano sui Calcari cavernosi del Retico.

A sud-est del Lago Acquato sono presenti alcuni specchi d'acqua, in fase di colmamento, di forma circolare, che i nativi chiamano i Laghi secchi. Il più grande ha un diametro di 50 m e profondità inferiore al metro. Si tratta di laghi stagionali, con una fase di incremento durante la stagione delle piogge e una fase di essiccamento completo. Uno di essi era anticamente denominato lago Scuro; successivamente la denominazione è stata sostituita con lago Secco.



Fig. 34 - Ubicazione dei laghi del Marruchetone: a) stralcio topografico; b) ortofoto.
- Location of Marruchetone lakes: a) topographic sketch map; b) orthophoto.



Fig. 35 - Il lago del bosco Schiapparello.
- Bosco Schiapparello lake.



Fig. 36 - Il secondo lago del Marruchetone.
- Marruchetone lake n° 2.

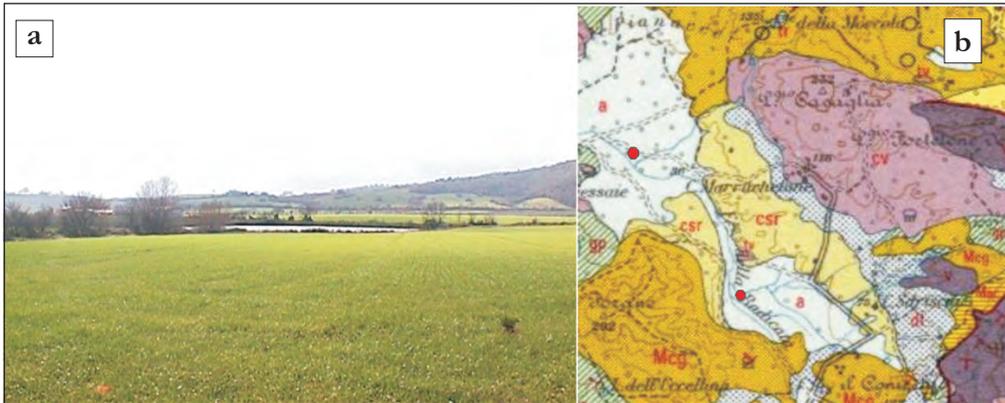


Fig. 37 - a) veduta panoramica dell'area in cui è ubicato il Lago del Marruchetone; b) stralcio del Foglio Geologico Orbetello (scala 1: 100.000).
- a) Marruchetone lake area view; b) Geological sketch map (1: 100.000 scale).

5.1.4. - Il Lago del Cutignolo o Lago Scuro

Nella piana alluvionale ad ovest di Capalbio, a ridosso del poggio Cutignolo, è ubicato un altro lago, detto il Lago Cutignolo, di forma ovale irregolare, con lunghezza massima di 225 m e larghezza di 128 m. La profondità è estremamente modesta (1 m) (figg. 41, 42).

Il Lago del Cutignolo è riportato nella tavola di Giacomo Filippo Amati nel 1696. Si tratta di un lago di origine carsica, originatosi a seguito del crollo dei sedimenti di copertura alluvionali del substrato carbonatico, costituito dal Calcare cavernoso.

Il Lago Scuro è una dolina di crollo delimitata a



Fig. 38 - Stralcio del Foglio Geologico Toscana (scala 1:100.000).
- Geological sketch map (Tuscania paper 1: 100.000 scale)

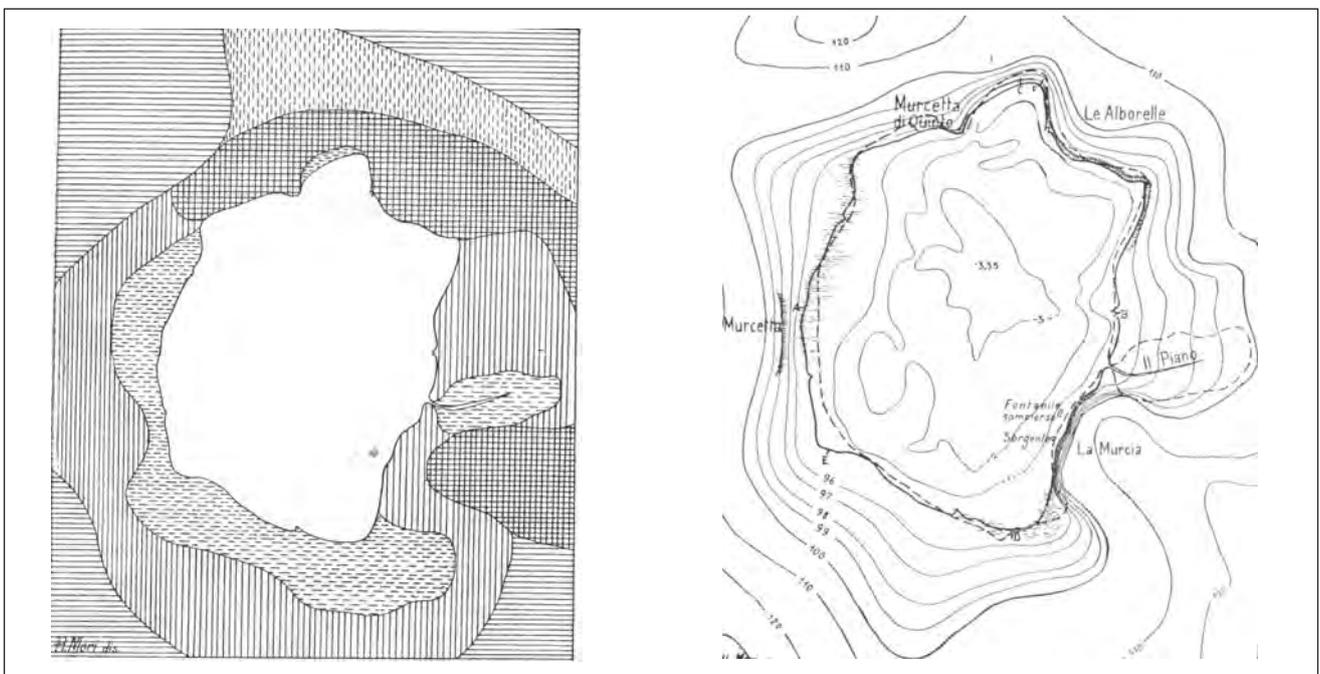


Fig. 39 - Schema geologico e batimetria del Lago Acquato, da MORI (1932).
- Acquato Lake geological and bathymetric scheme, from MORI (1932).

sud da una parete rocciosa verticale scavata nel Calcere cavernoso di altezza 30 m. Presenta forma sub-circolare con diametri di 88 m e 75 m circa. Le vecchie mappe del 1832 riportavano per questo lago dimensioni più elevate 140 m e 125 m rispettivamente, ciò fa pensare ad una riduzione progressiva dello specchio d'acqua. Il Lago Scuro sembra essersi formato per collasso in un unico evento ed aver raggiunto la profondità massima di 6-7 m. La temperatura è di 8,2°C la conducibilità 1803 ms.

5.1.5. - Lago Scuro presso Manciano

A sud di Manciano, in località La Campigliola, è ubicato un lago, denominato Lago Scuro. Il Lago Scuro ha forma sub-circolare, diametro 35 m circa, ed è delimitato da pareti ripide con dislivello da 3 a 15 m.

Una leggenda del luogo riconduce l'origine del lago ad un episodio di sprofondamento avvenuto in epoca storica. La più antica rappresentazione del lago risale al 1769 (Carta dello stato della Chiesa e Granducato di Toscana).

Il Lago Scuro compare inoltre nella Tavola Geografica, fisica e storica della Valle inferiore dell'Ombrone e delle Valli minori ad essa adiacenti. Il lago, invece, non viene rappresentato nella carta di Amati del 1696 (fig. 43). Per tali motivi, la data di formazione potrebbe essere collocata tra la fine del 1600 e la metà del 1700.

I terreni in affioramento sono dati da sabbie limose di colore ocraceo, alternate a livelli grigio bruni, di natura eluviale e colluviale. Si riconoscono all'interno dei materiali minerali di natura vulcanica (biotiti) e pomici (figg. 44, 45, 46).

La temperatura delle acque del lago è 6,6° C; la conducibilità 736 $\mu\sigma/cm$.

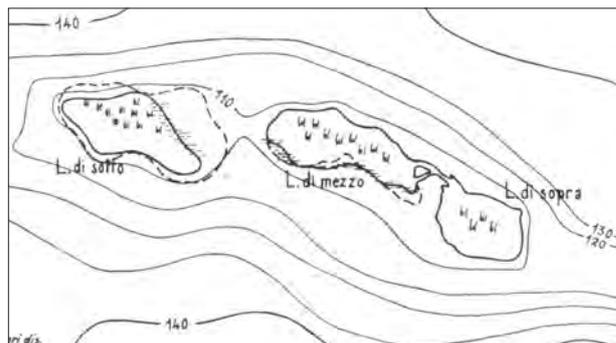


Fig. 40 - Schema topografico dei Lagaccioli da MORI (1933).
Lagaccioli topographic scheme from MORI (1933).

5.2. - ANALISI E CONSIDERAZIONI

L'entroterra di Capalbio è caratterizzato, dal punto di vista geologico, dalla presenza della formazione del Calcere cavernoso (altamente carsificabile e sede di importante circolazione d'acqua) su cui poggiano sedimenti a bassa permeabilità (argille marine, limi lacustri, terre rosse o argilloscisti a galestri e palombini). L'area inoltre è attraversata da alcuni sistemi di faglie che interessano i depositi pleistocenici e olocenici.

L'assetto geologico-strutturale fa sì che l'area costituisca zona di recapito di acque mineralizzate, con sorgenti termo-minerali, e di flussi endogeni. Inoltre, nell'area sono presenti importanti giacimenti minerali che contribuiscono alla mineralizzazione delle acque sotterranee.

La presenza di fenomeni di sprofondamento era già nota in epoca rinascimentale, narrata attraverso leggende che descrivono l'apertura improvvisa di laghi.

I laghi del Marruchetone si sono originati a



Fig. 41 - Ubicazione del Lago Scuro presso Capalbio: a) stralcio topografico; b) ortofoto.
- Lago Scuro location (Capalbio area): a) topographic sketch map; b) orthophoto.



Fig. 42 - Stralcio del Foglio Orbetello.
- Geological sketch map (Orbetello paper).



Fig. 43 - Rappresentazione di Giacomo Filippo Amati 1696: non è riportato il Lago Scuro di Manciano.
- Giacomo Filippo Amati (1696) sketch map: Lago Scuro is not represented.

seguito di fenomeni di sprofondamento recente, descritti da testimoni oculari, legati alla dissoluzione del Calcare cavernoso posto ad alcune decine di metri di profondità dal piano campagna, al di sotto degli argilloscisti a galestri e palombini.

Altri episodi sono segnalati nei pressi della costa: il Lago S. Floriano si è originato con episodio di sprofondamento legato alla presenza di una cavità carsica nel Calcare cavernoso al di sotto dei depositi marini e di transizione impermeabili. Il cui spessore potrebbe essere più modesto rispetto all'area del Marruchettone.

Allo stesso modo sembrerebbero essersi formati altri laghi, quali il Lago Scuro presso Manciano, il Lago Scuro e del Cutignolo a Capalbio.

In definitiva la presenza del Calcare cavernoso posto a differente profondità può aver dato luogo a

episodi di *cover collapse* della copertura; tuttavia in presenza di grandi spessori di depositi impermeabili (costituiti per lo più da Galestri e palombini) non si possono escludere processi di *piping* dal basso facilitati da presenza di diaclasi e faglie, attraverso le quali risalgono fluidi gassosi ricchi in H_2S e CO_2 , altamente aggressivi nei confronti dei carbonati.

6. - LA PIANA DEL FIUME SERCHIO

Il bacino del Fiume Serchio si sviluppa nella Toscana nord-occidentale (fig. 47), nelle provincie di Lucca e Massa Carrara. Il percorso dell'asta principale presenta un andamento alquanto irregolare, orientato secondo una direzione prevalente NO-SE nel primo tratto, N-S nella porzione centrale e NE-SO nel tratto terminale, con diverse tipologie di tracciato: corso rettilineo, anastomizzato, con meandri liberi o incassati. Nel complesso, il reticolo idrografico è ancora in rapida evoluzione e mostra uno stretto condizionamento strutturale.

Il bacino del F. Serchio ricade quasi completamente sul versante tirrenico dell'Appennino toscano. Uno dei caratteri geomorfologici particolarmente evidenti nell'Appennino settentrionale risiede nella differenza che l'andamento di drenaggio assume tra i due versanti della catena: lungo il versante tirrenico, infatti, contrariamente a quello adriatico, il drenaggio superficiale non si orienta in senso trasversale rispetto alla dorsale principale, ma parallelamente ad essa, individuando una serie di dorsali minori, intervallate da bacini intermontani di origine tettonica.



Fig. 44 - Stralcio del Foglio Geologico Toscana.
- Geological sketch map (Tuscany paper).

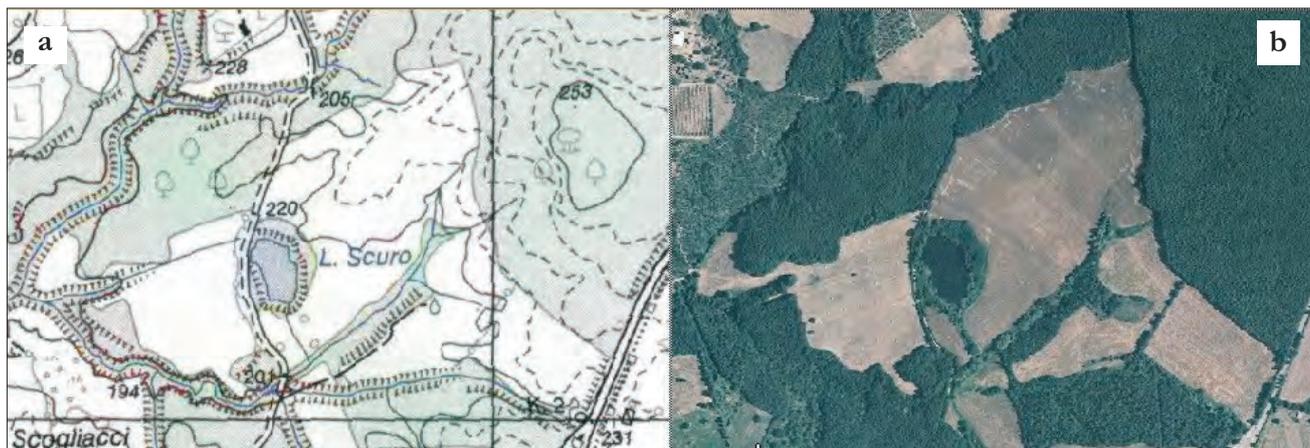


Fig. 45 - Ubicazione del Lago Scuro presso Manciano: a) stralcio topografico; b) ortofoto.
- *Lago Scuro location (Manciano area): a) topographic sketch map; b) orthophoto.*



Fig. 46 - Panoramica del Lago Scuro presso Manciano.
- *Manciano Lago Scuro view.*

Ne risulta una rete idrografica dall'andamento abbastanza singolare, caratterizzata da vistose uncinature, con i corsi d'acqua che nel tratto più a monte seguono l'andamento principale della dorsale appenninica, per poi piegare verso ovest e dirigersi verso il mar Tirreno.

La porzione di dorsale appenninica ricadente nel bacino del F. Serchio è costituita da litologie prevalentemente arenacee e da terreni argillitico-marnosi ad assetto caotico. Ambedue le litologie risultano poco resistenti ed altamente erodibili e danno origine a rilievi con morfologie prevalentemente dolci, che diventano aspre, con valli a V strette ed incise, laddove affiorano litotipi più resistenti.

La porzione medio-alta della Val di Serchio corrisponde alla Garfagnana, tra le Alpi Apuane a SO e il crinale dell'Appennino tosco-emiliano a NE.

L'assetto morfologico del territorio evidenzia un forte controllo di tipo strutturale: gli alti strutturali corrispondono ad alti morfologici, le dorsali impostate sulla Unità del Macigno mostrano le quote più elevate e i versanti più acclivi; nelle zone ribassate affiorano le formazioni argillitiche,

con pendii più dolci e displuvi arrotondati, mentre la morfoselezione mette in risalto i corpi magmatici intercalati.

Il fiume percorre la zona assiale della depressione; sui fianchi vallivi, estesi terrazzi alluvionali testimoniano le variazioni del reticolo idrografico.

6.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nell'alta Val di Serchio affiorano unità tettoniche riferibili al Dominio Toscano e al Dominio Ligure, strutturatisi in catena a falde di ricoprimento intensamente piegate e fagliate, di seguito descritte.

Successione toscana non metamorfica: è rappresentata dalla Scaglia rossa (Cretaceo inferiore p.p.-Oligocene), costituita da argilliti varicolori con intercalazioni di calcari, calcari marnosi e calcareniti a Nummuliti e dal Macigno (Oligocene medio superiore) costituito da torbiditi arenacee quarzose feldspatico-micacee. Al tetto del Macigno si trovano localmente le Marne di Pontecchio.

Unità liguri, rappresentate prevalentemente da un complesso prevalentemente argillitico (Cretaceo superiore-Eocene) sovrastato da torbiditi calcareo-marnose; vi sono comprese vaste masse di granito ed ofioliti (serpentiniti, basalti) breccie e arenarie ofiolitiche, calcari e calcari marnosi.

Depositi lacustri e fluviali. Poggiano sul substrato sedimenti lacustri e fluviali del Villafranchiano costituiti da argille, sabbie e conglomerati poligenici.

6.2. - LE SORGENTI TERMO-MINERALI DI PIEVE FOSCIANA

Le sorgenti termali e minerali di Pieve Fosciana sono note da secoli (fig. 48); esse venivano sfrutta-

te a scopi terapeutici durante le epidemie che si sono diffuse nell'antichità. Tali sorgenti hanno subito negli anni notevoli variazioni di portata e di chimismo, nonché migrazione e scomparsa delle stesse. Ai periodi di riduzione e scomparsa delle acque minerali veniva connessa la diffusione di epidemie. RAFFAELLI, (1879) riporta: *Alla distanza di circa un chilometro dalla parte orientale di Pieve Fosciana, presso la strada che conduce al Villico scaturiva da remotis-*

simi tempi una copiosa sorgente di acque termali, la cui efficacia per molte malattie cutanee ed interne era assai conosciuta prima del sec. XVII... Il Dott. Iacopo Lavelli enumerando fino dal 1609 le moltissime malattie cui riusciva eminentemente l'uso di quelle acque... Nel 1775 le analizzarono il Chimico Giovanni Gianetti, insieme col medico Dott. Rocco Coli, ambedue di Castelnuovo... Il suddetto Prof. Franceschi, coll'esimio chimico G. Battista Tessadori di Lucca parimente le analizzarono, con tutta

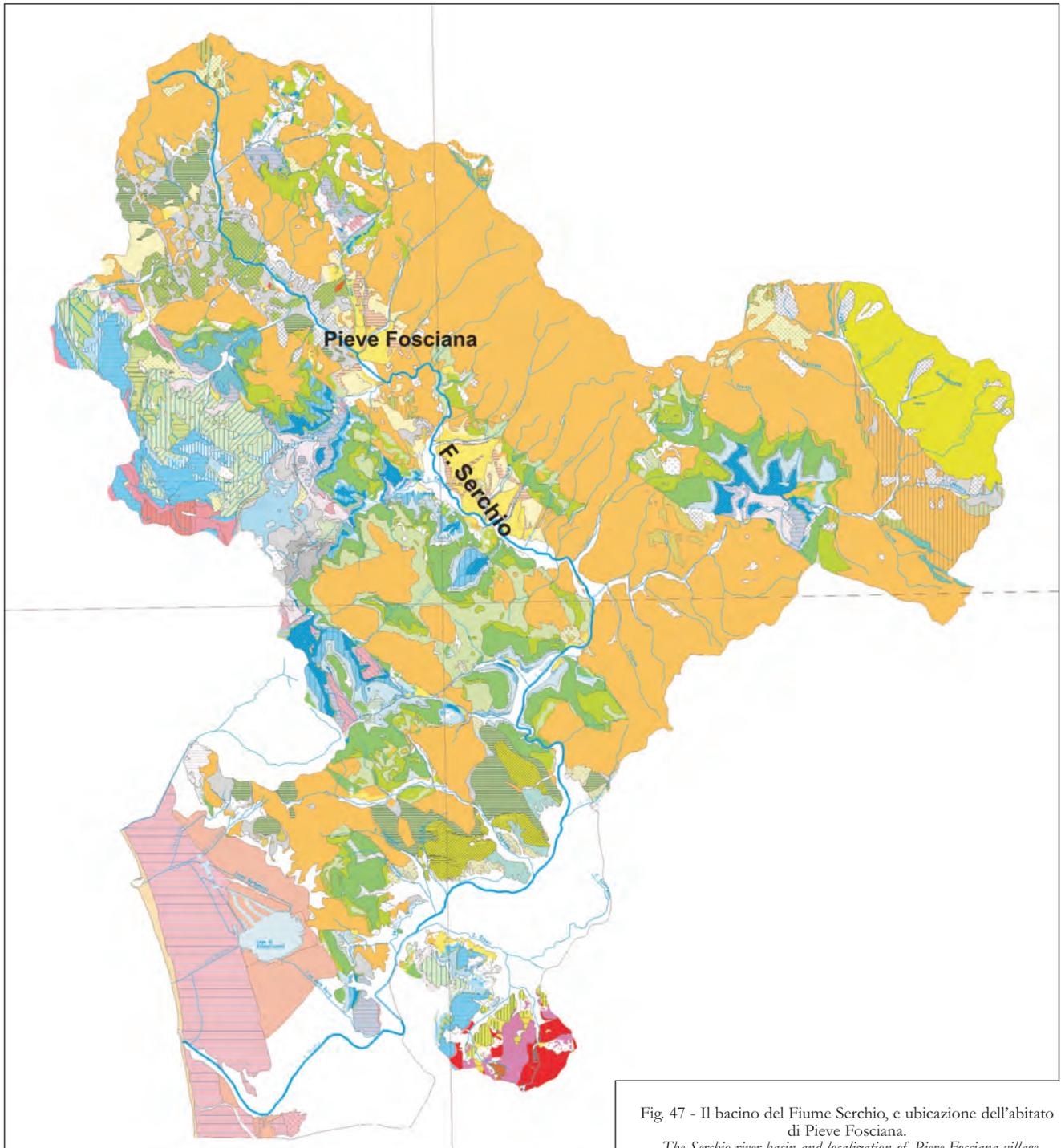


Fig. 47 - Il bacino del Fiume Serchio, e ubicazione dell'abitato di Pieve Fosciana.
- The Serchio river basin and localization of Pieve Fosciana village.



Fig. 48 - Stralcio del Foglio Massa Carrara (scala 1:100.000).
- Geological sketch map (Massa Carrara paper 1:100.000 scale).

la possibile accuratezza nell'anno 1816 e trovarono contenere i qui appresso principi....: Gas acido Carbonico; Solfato di Calcio; Muriato di Magnesio; Carbonato di Calcio; Solfato di magnesio; Silice e carbonato di ferro....e poi ancora: Nella notte dal 16 al 17 febbraio 1843, dopo alcuni giorni di pioggia diretta, scaturirono 3 abbondanti sorgenti di acqua termale nei prati adiacenti allo antico bagno. La maggiore di esse era di temperatura superiore ai 30 gradi salsa e acidula da far credere che contenesse molta parte sulfurea e ferruginosa. Il tre di marzo il Governatore Montecuccoli ne informava il Duca, e la sorgente seguitava a mantenersi inalterata. Il Duca abilitò il Governatore a farvi praticare quelle diligenze che potessero essere atte a conservare la polla. Nel Marzo del 1843 venuta in provincia una commissione di Geologi il Duca incaricava il Com. Russeger di proporre il modo di separare le acque dolci dalle acque salse, mediante uno scolo; ma giammai nulla fu fatto.

Sottoposte anche a quell'epoca a chimiche analisi, le acque della nuova sorgente principale fu osservato contenere: Sali alcalini e alcalini terrei; Solfato di calce; Idroclorato di Calce; Carbonato di Calce; Solfato di Magnesio; Solfato di Soda; Gas acido carbonico; Gas idrogeno solforato....Difatti il 20 marzo 1843 mentre il termometro all'aria aperta segnava 12° immerso nell'acqua della nuova sorgente ascese a 34° ed in quella dell'antico bagno a soli 25°. Queste sorgenti davano litri 120 per ogni minuto primo. Nelle notti del 21 e 22 dello stesso mese di marzo comparvero sette altre sorgenti. Nell'aprile scomparve la sorgente principale. Nel corso di un mese le tre sorgenti riunivansi in una sola da cui le

acque talora scaturivano limpide e pure talora colorate e miste alla solita argilla.

Furono fatti molti lavori per separare le acque dolci da quelle mineralizzate per evitare il diffondersi di malattie. Nel 1861 fu costruita una fabbrica di legno alla sorgente principale dove affluirono bagnanti ma dopo un anno la sorgente scomparve.

“Dopo quell'epoca nuove e variate sorgenti di queste acque sono comparse. Il 28 aprile dello scorso 1877 alle 5 antimeridiane comparvero improvvisamente due fenditure sotto la casa detta del bagno a metri 10 l'una dall'altra da cui sgorgarono le acque. La loro temperatura da me stesso esaminata apparve di gradi 21 Reaumur mentre il termometro all'aria segna 7 gradi...”

Poco dopo una delle due sorgenti disparve e l'altra si aumentò assai.

Finalmente un nuovo scoppio avvenne il giorno 26 del mese di agosto dell'anno suddetto in prossimità del precedente...”

6.3. - GLI SPROFONDAMENTI A PIEVE FOSCIANA E IL LAGO PRA DI LAMA

Il Lago Pra di Lama è ubicato a 350 m da Pieve Fosciana (fig. 49, 50), nella media Valle del Fiume Serchio a pochi km da Castelnuovo Garfagnana.

Le ricerche storiche attestano che nell'area di Pieve Fosciana a più riprese si sono formate cavità sub-circolari con formazione di laghi, le sorgenti termo-minerali hanno subito variazioni di portata, di chimismo e temperatura, estinguendosi e riattivandosi ripetutamente.

Il riferimento più antico è quello contenuto in REPETTI (1841) e RAFFAELLI (1879) che citano un documento catastale del 991.

Si tratta dell'Istrumento di eufitensi del 991, in cui vengono descritti otto poderi nel luogo di Fosciana sopra il Lago: “Cotesti stagni per la loro miscela di acque dolci tornarono sempre esistenziali alla popolazione, che fu molto tribolata dalle febbri terzane e perniciose e nel sett. del 1857 da una terribile malattia di carattere putrido”.

PAOLUCCI (1720) riporta: “Non molto lungi dal bagno altrove descritto miravensi anticamente un lago così fecondo di anguill e d'altri pesci che per ordine pubblico non si potevano vendere più di tre quattrini la libra...”.

RAFFAELLI (1879) scrive: “Uscendo dalla Terra per la strada che guida al Villico e a Borraccia dopo un tratto di circa mezzo chilometro, si vedono le sorgenti delle famose acque termali, di cui parleremo più diffusamente in fine del capitolo. Qui noteremo solo di passaggio che i crateri e il lago che abbiamo visto anche ai dì nostri, esisteva ben più vasto prima del mille”.

Per quanto riguarda la data di formazione del Lago Pra di Lama, rimane incerto l'inizio dei movimenti dei sprofondamento che potrebbe essere avvenuto nel 1826 e/o 1827, in un prato

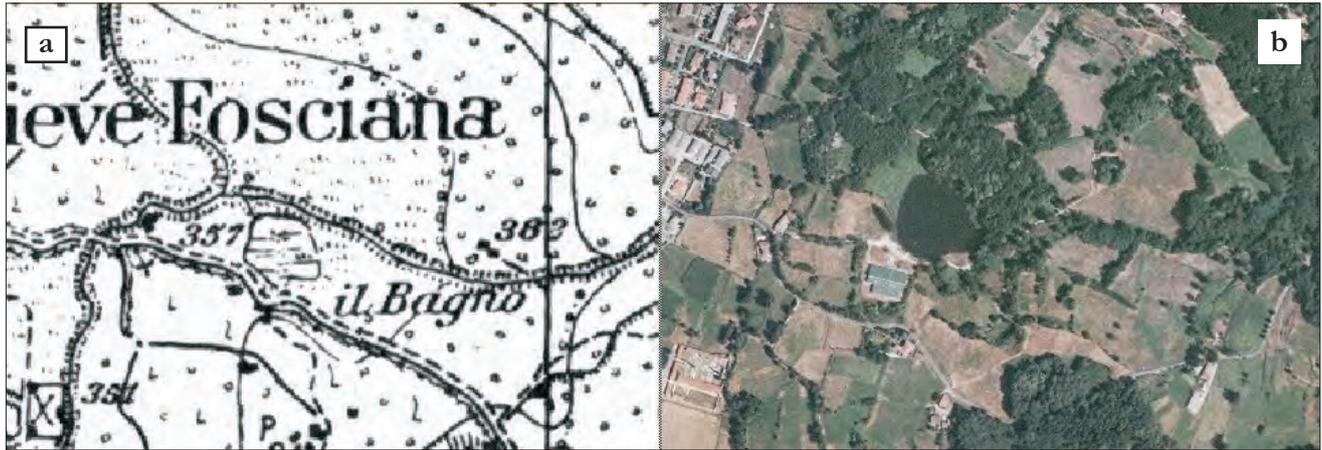


Fig. 49 - Ubicazione del Lago Pra di Lama: a) stralcio topografico; b) ortofoto.
- Pra di Lama lake location: a) topographic sketch map; b) orthophoto.

dove erano presenti sorgenti termali e un piccolo stabilimento per effettuare bagni e cure terapeutiche: *“Pullulano coteste acque presso la base di un colle nel quale esisteva l’antica pieve della basilica ossia di Fosciana. Consiste il suo cratere in tre meschini bagnetti coperti situati sul confine di un suolo avvallato nel 1827, quando ricompariva di sotto terra un lago profondo quasi 25 braccia della periferia a un dipresso di trecento passi. In quella circostanza tornarono alla luce del giorno molti abeti stati da lunga età sepolti ma non in epoca anteriore a quella degli uomini, mentre quelle piante sebbene semicarbonizzate e rese bituminose conservarono ancora i segni di essere state alterate dalla scure. Ma ch  un simil luogo prima del mille esistesse nelle vicinanze dell’antica Pieve Fosciana lo dichiara un istrumento di enfiteusi del 21 marzo 991, di sopra rammentato, nel quale si parla di otto poderi situati nel luogo di Fosciana sopra il Lago”*, (RIPETTI, 1841).

In ogni caso un evento di sprofondamento   riconducibile al 15 agosto 1828 a seguito di attivit  sismica e conseguente sprofondamento repentino del terreno:

“Nel 1826 fu costruita una piccola casuccia in proximit  dell’antica sorgente, la quale bast  a richiamare considerevole affluenza di bagnanti. Ma i movimenti verificatosi nei circostanti terreni, in breve tempo fecero precipitare e sparire la stessa piccola fabbrica, e cambiare il luogo della polla convertendo in esteso lago un bellissimo prato che vi era adiacente”.

“Il 15 agosto 1828 circa le ore 11 antimeridiane udivensi nei pressi di Prati Lama un forte scoppio, seguito da un cupo rombo, ed in pari tempo udivensi alla base della collina sollevarsi gran quantit  di acqua molto al di sopra della superficie del terreno, quasi sotto forte pressione, ed improvvisamente apparire un lago del diametro di 44 metri e della profondit  di metri 11 circa nel centro. Galleggiarono sulla superficie del lago pezzi di lignite, un tronco di castagno, tre di abete, uno dei quali della lun-

ghezza di metri 3.60, ed altro foggiato a cono, su cui erano evidente le tracce di strumento tagliante sebbene non esiste memoria che in quelle localit  abbiano vegetato gli abeti”.

“L’acqua del lago era dolce, e dell’antica sorgente termale che da 219 anni secondo gli storici, non aveva cambiata posizione, non rimase che un tenue filo; mentre prima di tale scoppio dava libbre 233 al minuto primo: La sua temperatura poi da 35  Reaumur discese a soli 25 . Di qui la comparsa di fiere malattie in tutti i dintorni” RAFFAELLI (1879).

Il lago fu quasi del tutto ricolmato nel 1842: *“Sul finire del 1842 l’infausto lago era quasi totalmente scomparso”* RAFFAELLI (1879).

Tra il febbraio e marzo 1843 altri sprofondamenti portarono all’allargamento del lago con la formazioni di altre 10 sorgenti: *“Nella notte dal 16 al 17 febbraio 1843, dopo alcuni giorni di pioggia dirotta, scaturirono 3 abbondanti sorgenti di acqua termale nei prati adiacenti allo antico bagno. La maggiore di esse era di temperatura superiore ai 30 gradi salsa e acidula da far*



Fig. 50 - Panoramica del Lago Pra di Lama.
- Pra di Lama lake view.

credere che contenesse molta parte sulfurea e ferruginosa. L'afflusso di fango all'interno del Fiume Serchio fu visibile per 25 km circa."

Alla fine della seconda guerra mondiale il lago era ridotto ad un piccolo stagno che doveva essere bonificato dal comune, invece, ulteriori sprofondamenti ripristinarono la cavità.

Ha subito in seguito varie vicissitudini, quasi sempre collegate all'attività sismica della Garfagnana, fino ad una riduzione di quota nel 1996 ed ad una successiva riduzione e allargamento.

Attualmente il lago ha un diametro di alcune centinaia di metri, il livello delle acque risulta soggetto a repentini abbassamenti, crolli recenti hanno interessato le sponde e spesso nei campi limitrofi si verificano fenomeni di liquefazione delle sabbie.

L'assetto stratigrafico dell'area di Pieve Fosciana e del lago di Pra di Lama è caratterizzato dalla presenza di depositi alluvionali terrazzati e di conoide che ricoprono i sedimenti villafranchiani costituiti da alternanze di sabbie limi e conglomerati; la formazione del Macigno è stata rinvenuta alla profondità di circa 80 m dal p.c.

Una faglia ad andamento NO-SE, che passa per l'abitato di Castiglione di Garfagnana, mette a contatto la successione pliocenica con il Macigno.

Il lago è alimentato da sorgenti subacquee, che hanno portata di circa 120 l/s e temperatura di 30 °C.

Il diametro è inferiore a 100 m, la profondità massima è di 16.5 m relativa al settore occidentale del lago, delimitato da ripide pareti; il fondo presenta una forma a "gradini".

Lo sprofondamento ha coinvolto una abitazione che è stata in un primo momento ricostruita, ed in seguito abbandonata.

6.4. - ANALISI E CONSIDERAZIONI

L'area di Pieve Fosciana è nota sin da epoca storica per la presenza di sorgenti di acque minerali e/o termali che venivano utilizzate a scopi terapeutici. Le cronache storiche mostrano altresì che il numero, la portata e l'ubicazione delle sorgenti minerali sono variate notevolmente negli anni, con eventi parossistici che hanno portato alla scomparsa e alla ricomparsa di sorgenti.

Durante tali episodi si è assistito a fenomeni di sprofondamento con emissione di gas, fanghi e acque che hanno portato alla formazione di laghi.

Il Lago Pra di Lama, originatosi secondo le cro-

nache nel 1827, probabilmente era presente prima dell'anno 1000 nella sua stessa posizione o ne era presente un altro ubicato a poca distanza da esso.

I sondaggi effettuati nell'area del lago hanno mostrato la presenza di 80 metri di sedimenti poco permeabili al di sopra delle arenarie del Macigno. Ipotizzare i processi genetici che hanno portato all'episodio di sprofondamento, allo stato attuale delle conoscenze, risulta difficile.

Tuttavia, sembra certa una connessione con la circolazione idrica sotterranea, costituita da acque particolarmente aggressive ed in pressione in grado di esercitare una escavazione ed una dissoluzione dal basso. Le cause di innesco degli episodi di sprofondamento possono essere identificate nelle oscillazioni della tavola d'acqua nonché negli eventi sismici che hanno interessato la Garfagnana.

7. - LA PIANA DI CAMAIORE (1)

Il centro abitato di Camaiore, in provincia di Lucca, si trova posizionato in una conca naturale incastonata tra rilievi collinari e montuosi che costituiscono le propaggini sud-occidentali delle Alpi Apuane. La piana camaiolese si sviluppa nella parte terminale delle valli del T. Lucese e del T. Lombricese che convergono, da direzioni sub-ortogonali, verso l'abitato del capoluogo. Poco dopo la loro confluenza, ove ha origine il T. Camaiore, la vallata si restringe e sbocca nell'ampia pianura costiera della Versilia che si estende, sulla fascia litoranea, da Capezzano al Lido di Camaiore (fig. 51).

L'Appennino Settentrionale e le Alpi Apuane, i cui margini lambiscono la piana di Camaiore, possono essere interpretati come il risultato dell'evoluzione spazio-temporale di una tettonica a tratti compressiva, a tratti distensiva, che ha interessato i bacini sedimentari liguri s.l. e toscani s.l. La collisione con la microplacca Sardo-Corsa durante l'Oligocene può essere vista come la causa principale della formazione, in un regime tettonico compressivo, dell'edificio a falde di ricoprimento sovrapposte che caratterizza i suddetti rilievi (CARMIGNANI, KLIGFIELD, 1990).

A partire dal Miocene superiore e sino a tutto il Messiniano le strutture compressive sono interessate da una tettonica distensiva a larga scala, collegata, molto probabilmente, al processo di retroarco che ha portato all'apertura del Mare

(1) A cura di V. BUCHIGNANI - libero professionista; M. DI FILIPPO - Università La Sapienza di Roma Dipartimento Scienze della Terra; D. LEVA - Lisolab s.r.l.; S. LOMBARDI - Università La Sapienza di Roma Dipartimento Scienze della Terra; S. RIZZO - libero professionista; C. RIVOLTA - Lisolab s.r.l., B. TORO - Università La Sapienza di Roma Dipartimento Scienze della Terra.

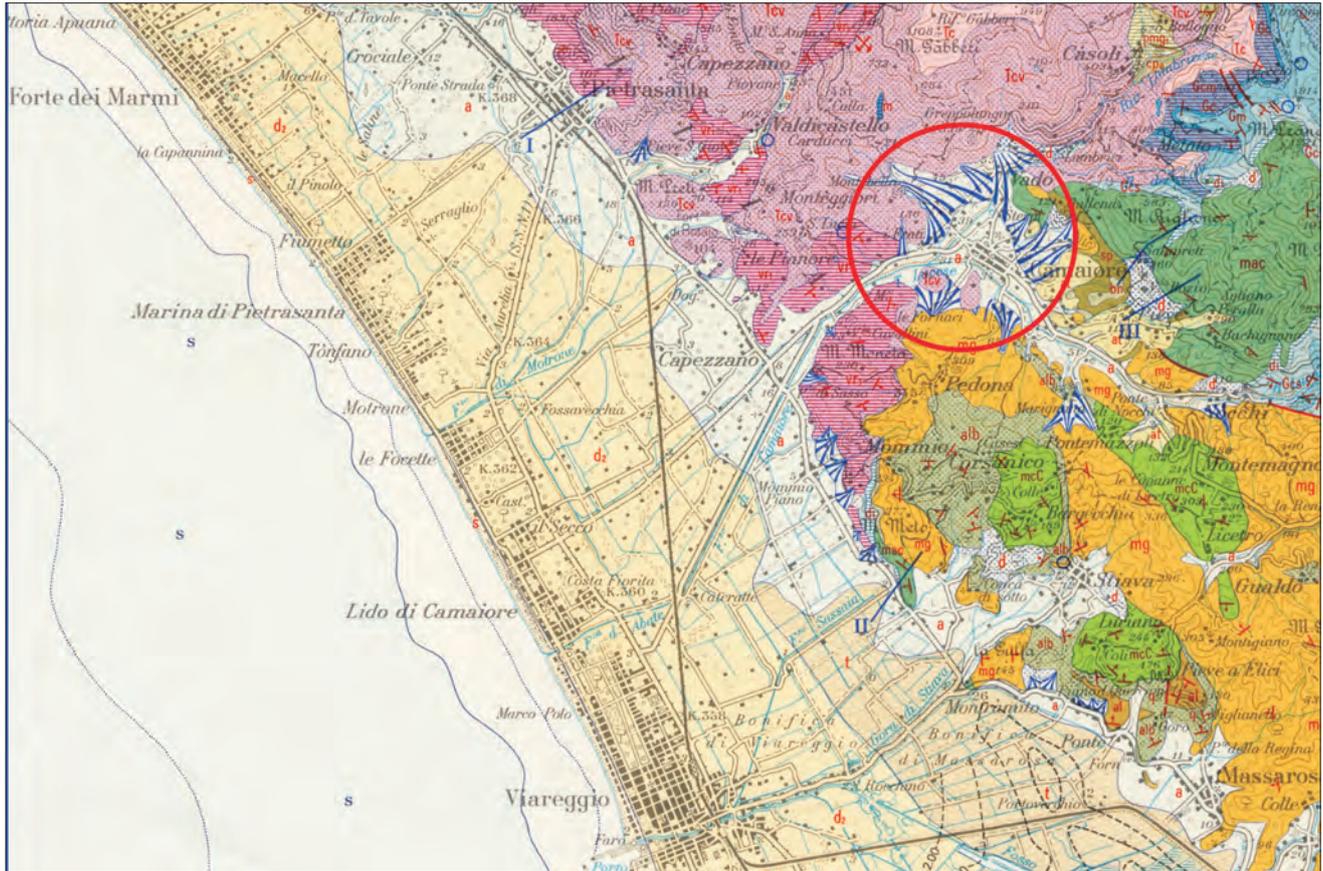


Fig. 51 - Inquadramento geologico e corografico dell'area. (Tratto da: Servizio Geologico d'Italia - Carta Geologica 1:100,000 - Foglio 104 - Pisa).
 - Geological sketch map of the Camaiore plain (from Geological survey of Italy- Pisa 104 paper 1:100,000 scale).

Tirreno e che ha dato origine a strutture tipo “*horst*” e “*graben*” in tutta la Toscana. La piana di Camaiore è situata in una depressione tettonica compresa tra l'alto morfologico delle Apuane a Nord ed rilievi collinari dell'allineamento Monte Magno-Monte Moneta a Sud, formatasi in seguito alla suddetta fase deformativa distensiva. Tale struttura negativa, tipo “*graben*”, si realizza principalmente attraverso faglie dirette sottrattive, a geometria listrica, a direzione appenninica (NO-SE), in associazione a sistemi secondari di faglie a direzione antiappenninica ed a faglie con direzione E-O e N-S (pleistoceniche).

Il sistema di faglie dirette, che ha ribassato il substrato roccioso del margine occidentale dei rilievi apuani, ha determinato sia il rapido colmamento della pianura costiera con sedimenti terrigeni e costieri recenti (ghiaie, sabbie, argille e torbe), sia il ringiovanimento dei versanti nell'entroterra collinare e montano (Pleistocene inf.), con la formazione delle grandi conoidi di materiale alluvionale. Gli studi effettuati sulla piana in oggetto indicano la presenza di una tettonica attualmente attiva, riconoscibile proprio dalla particolare struttura profonda del “*graben*” della conca di Camaiore.

La fascia collinare-montuosa, che lambisce o contorna le aree di pianura, assume forme diverse nei rilievi che la costituiscono, ovvero forme blande nel settore centro-meridionale, con quote massime che si aggirano intorno ai 500-600 m slm, con versanti a medio-bassa acclività, raramente incisi da valli incassate e ripide; rilievi con asperità più accentuate nel settore settentrionale, sovrastanti la conca del capoluogo, culminanti in corrispondenza dei massicci prevalentemente carbonatici del M.te Gabberi, del M.te Prana e del M.te Matanna (circa 1300 m slm). L'aspetto morfologico di questi ultimi massicci è tipico del paesaggio apuano, con pendii da mediamente acclivi a molto acclivi, con speroni rocciosi e doline, risultato di una evoluzione morfologica di tipo carsico.

Il complesso assetto geologico della zona, con strette anticlinali, laminazioni e sovrascorrimenti, condiziona ovviamente la morfologia dei versanti, che assumono forme decisamente forti in corrispondenza degli affioramenti delle formazioni prevalentemente calcaree appartenenti alla Successione Toscana (localizzabili a Nord, Nord-Est e Sud-Est della conca con i termini dal “*Calcarea cavernosa*” alla “*Maiolica*”), mentre sui più dolci rilievi meridionali e sud-occidentali

affiorano terreni argillitici ed arenacei (dalla “Scaglia rossa” al “Macigno” della Succ. Toscana, alle argilliti caotiche ed i flysch delle Unità liguri). Ad Ovest, in corrispondenza delle colline che separano la valle interna dalla pianura costiera, affiorano le filladi quarziticche del “Verrucano” dell’Unità di Massa; (fig. 52).

L’assetto geologico condiziona ovviamente anche il circuito idrogeologico delle acque sotterranee, determinando, nel caso specifico, una situazione particolarmente favorevole al trabocco. Nella zona tra le località Frati e Teneri, in corrispondenza della strettoia che delimita ad W la conca camaioiese, il substrato roccioso è costituito da Filladi quarziticche a permeabilità molto bassa, mentre il sovrastante Calcarea cavernoso acquifero risulta laminato fino a sparire.

Questo determina un effetto soglia al deflusso delle acque sotterranee che, risalendo dalle fratture nei calcari, fluiscono verso l’uscita del bacino, causando l’emergenza. In questa zona si trovavano alcune grosse sorgenti, attualmente ancora presenti sia pure con portata ridotta; le maggiori erano alla base delle due colline di Calcarea cavernoso Monte di Rose a Nord e Colle Donaia a Sud.

Sempre in questa zona si trova la batteria di pozzi per uso acquedottistico che viene pertanto alimentata sia dalla falda superficiale che dalle acque che risalgono dall’acquifero carbonatico nella zona della soglia naturale.

7.1. - EVOLUZIONE DEL SINKHOLE DI CAMAIORE

Il dissesto verificatosi a Camaioire nell’ottobre 1995 è assimilabile a quelli già noti dell’alto Lazio e della Pianura Pontina, a quello di Grosseto del 1999 ed a quello avvenuto nelle vicinanze di Tivoli nel 2001. La maggior parte di questi fenomeni è caratterizzato dalla notevole profondità del *bed-rock* carbonatico (100 m ed oltre) e dal fatto che si trovano nella zona di “scarico” delle falde e non nella zona di ricarica (BUCHIGNANI 2002; BUCHIGNANI *et alii*, 2004, 2005, 2008; DUCHAMP & CHINES, 2002; D’AMATO *et alii*, 2002).

L’evento di Camaioire è avvenuto nella notte tra il 14 ed il 15 ottobre 1995 con sprofondamento di un’area in Via F.lli Cervi ed apertura di una voragine del diametro di circa 30 metri e profonda, a ridosso del bordo, circa 18 m (fig. 53).

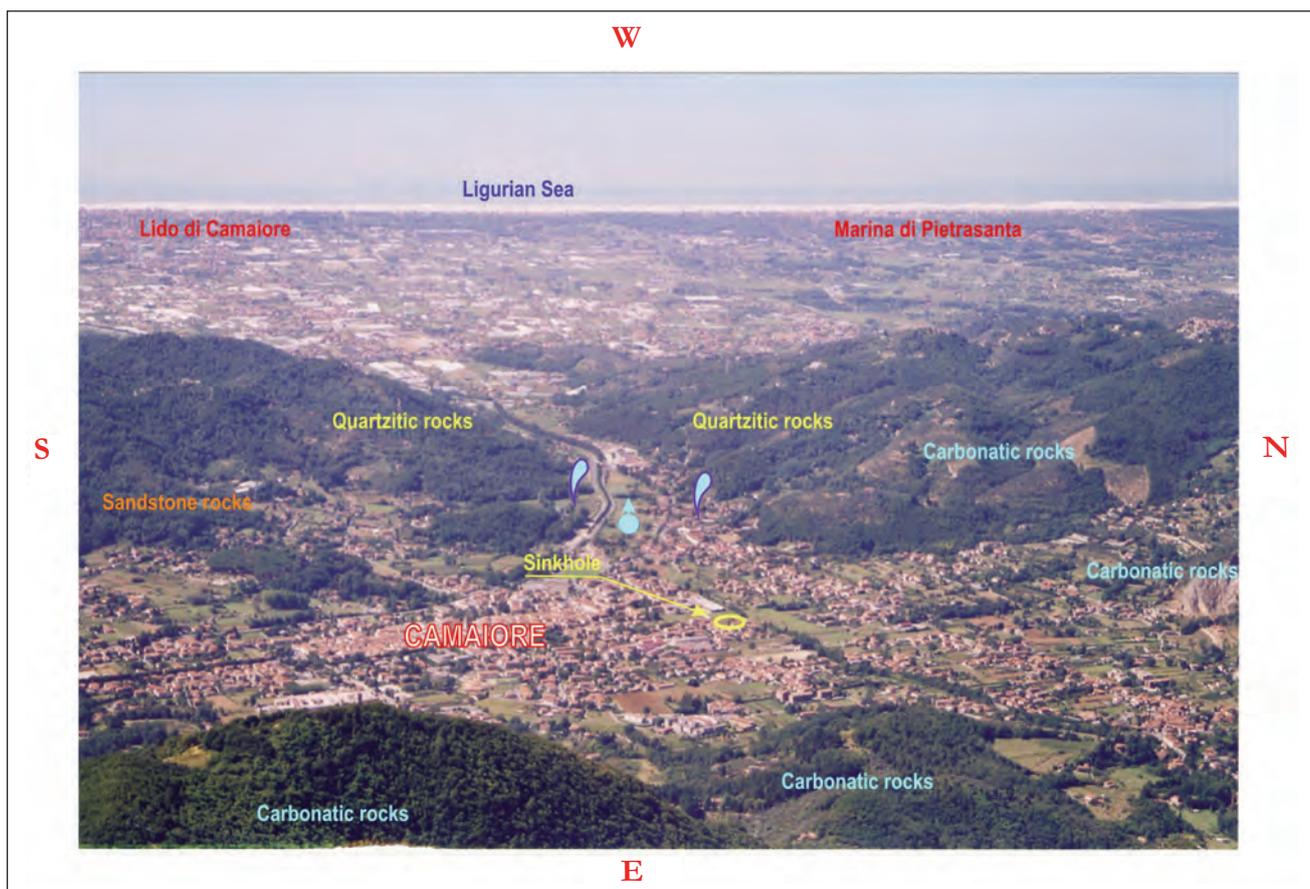


Fig. 52 - Panoramica della conca di Camaioire.
- Camaioire plain view.



Fig. 53 - Panoramica della zona colpita dal dissesto.
- *Sinkhole area view.*



Fig. 55 - Operazioni di colmamento della "voragine".
- *Filling of the sinkhole.*

Al manifestarsi delle prime grosse lesioni sulle strade e sui fabbricati fu decisa l'evacuazione del quartiere compreso tra Via Fonda e Via Gramsci, con mobilitazione di circa 70 famiglie. A seguito di tale tempestivo provvedimento furono evitati rischi per la pubblica incolumità. All'alba del 15 ottobre, circa 6 ore dopo le prime lesioni, avvenne il disastroso sprofondamento, nel quale fu parzialmente inghiottito un fabbricato quadrifamiliare, mentre altri 5 fabbricati circostanti vennero gravemente lesionati, tanto da essere successivamente demoliti.

La figura 54 evidenzia l'evolvere del dissesto che, a seguito del progressivo abbassamento del suolo, dapprima lesiona gravemente il fabbricato, poi, dopo l'apertura della "voragine", per scalzamento della platea di fondazione, determina il crollo dello stesso. Le due immagini si riferiscono alla stessa abitazione, ripresa da due diverse posizioni, ortogonali tra loro, prima e dopo l'evento.

Con il Dipartimento di Protezione Civile fu deciso di iniziare immediatamente il riempimento della voragine con inerti lavati, grossolani, al fine di

evitare il naturale ampliamento della stessa ed il conseguente coinvolgimento di altri fabbricati, nonché di iniziare le prospezioni geognostiche e geofisiche nei dintorni dell'area del dissesto (fig. 55).

Furono immediatamente intraprese le indagini per studiare le cause del fenomeno, per verificare la situazione di rischio *sinkhole* nella piana camaiorese, notevolmente urbanizzata, e per allestire un sistema di allarme ai fini di protezione civile, con l'obiettivo di prevenire i rischi alla pubblica incolumità derivanti da altri possibili fenomeni dello stesso tipo. Si deve rilevare che nei primi giorni di ottobre si era registrato un evento sismico di una certa intensità con epicentro in Lunigiana, dopo il quale si erano cominciati a manifestare, nella zona del collasso, piccoli dissestamenti dei cancelli esterni e microlesioni sulle strutture esterne dei fabbricati. Per questo una delle prime ipotesi fatte per spiegare il fenomeno fu quella del crollo di una cavità ipogea all'interno del complesso carbonatico costituente il *bedrock*, crollo innescato dallo *shock* sismico.

Fra le ipotesi fu avanzata anche quella dell'ec-



Fig. 54 - Particolare, prima e dopo l'evento, del fabbricato crollato.
- *The damages of the sinkhole disaster.*

cessivo pompaggio dei pozzi ad uso acquedottistico della VEA e della SEA Acque nella zona dei Frati, un'area posta a circa 850 metri ad WSW dalla voragine, con avvio del processo di *dewatering* nella coltre alluvionale.

7.2. - CRONOLOGIA DELLE OPERAZIONI ESEGUITE

A partire dal momento dell'evento, sono state eseguite, in più fasi, indagini multidisciplinari che hanno consentito di raccogliere una notevole mole di dati geologici, stratigrafici, idrogeologici, geofisici e geochimici, nonché di esaminare una serie di misure relative ai punti di controllo dislocati sul territorio. In sintesi, le operazioni effettuate nelle varie fasi possono essere così schematizzate:

1^a Fase

Inizialmente furono eseguiti 3 sondaggi geognostici a 120° intorno all'area dello sprofondamento, due dei quali attrezzati con tubi in pvc-hd per prove sismiche ed uno con tubo inclinometrico. Contestualmente furono eseguite indagini geoelettriche (Prof. Marchisio) e sismiche (Prof. Bernabini) per l'analisi indiretta delle condizioni stratigrafico-strutturali della zona. Da queste emerse un quadro strutturale profondo assai articolato, con diversi scalini al tetto del *bedrock*. Con l'indagine sismica (*cross-hole* e *down-hole*) fu rilevata la presenza di anomalie nella velocità di propagazione delle onde sismiche, tali da far ipotizzare l'esistenza di cavità ipogee nel *bedrock* carbonatico. Nello stesso periodo (1995-1996) furono effettuate indagini geologiche, idrogeologiche ed aerofotogrammetriche per delineare il quadro geologico e strutturale della conca camaiorese.

Dopo la prima serie di indagini fu sostanzialmente scartata, come causa scatenante, l'influenza degli emungimenti dal campo tramite pozzi distanti circa 850 m dalla zona del crollo; non fu comunque totalmente esclusa, come concausa, l'incidenza del pompaggio di rilevante entità (c.ca 360 l/sec, con massimi di circa 500 l/sec nei periodi estivi di massima utenza coincidenti con quelli di minima ricarica). Dalle indagini eseguite emersero invece, come cause sostanziali, la fragilità del substrato carbonatico (interessato da paleocarsismo), la collocazione della zona del crollo in area tettonicamente attiva (con un evento sismico di discreta intensità verificatosi circa 8 giorni prima in Lunigiana), la presenza e l'intersezione di grosse lineazioni strutturali in corrispondenza dell'area del dissesto.

2^a Fase

In una seconda fase (1997-1999) furono eseguite indagini sia sull'area del dissesto, che più in generale sulla conca camaiorese, mediante pro-

spezioni geofisiche (gravimetria, profili tomografici geoelettrici, sismica) e geochimiche (analisi dei gas endogeni). Le indagini consentirono di elaborare una cartografia nella quale sono evidenziate zone con anomalie gravimetriche (zone di rapido ribassamento del substrato), e zone con tenori anomali di gas endogeni. Furono poi effettuati profili tomografici geoelettrici che fecero rilevare anomalie elettriche in profondità. Da tutta questa serie di indagini è emerso il quadro strutturale del substrato profondo della conca camaiorese, con un "basso" allungato NW-SE nella zona del crollo che interessato parte dell'abitato del capoluogo, e con alcune aree nelle quali sono presumibili probabili cavità ipogee (o comunque substrato molto fratturato) a profondità dell'ordine di 100-130 metri dal piano campagna.

L'indagine sismica effettuata in questa seconda fase fu mirata a caratterizzare dal punto di vista geotecnico (con definizione dei parametri elastici) i depositi alluvionali che hanno progressivamente colmato la piana di Camaiore. Tali depositi, costituiti da materiali eterogranulari, presentano infatti situazioni stratigrafiche caratterizzate da scarsa omogeneità laterale. Nei dintorni dell'area della "voragine" si rilevano orizzonti prevalentemente argillosi, a profondità da 40 a 50 metri, che determinano un certo confinamento delle falde acquifere sottostanti. Dalle prospezioni sismiche sopra citate, risulta che i terreni alluvionali tendono a peggiorare le loro caratteristiche geotecniche con la profondità; in particolare da 60 a 100 m dal piano campagna si rilevano depositi poco addensati, con valori bassi, o quantomeno anomali, dei parametri elastici del terreno.

Come primo *step* di allestimento del monitoraggio preventivo, furono messe a punto tre centraline di rilevamento in continuo, in grado di captare segnali di tipo sismico provenienti dal sottosuolo. L'apparato è costituito da un sistema di geofoni, disposti secondo le tre dimensioni, posizionato in corrispondenza del *bedrock*; il sistema è collegato ad un PC attraverso un convertitore analogico-digitale. A monte del convertitore sono posti i filtri che, oltre ad eliminare i possibili disturbi, servono ad amplificare i segnali dai geofoni. I segnali così prodotti vengono gestiti da uno specifico *software* che, acquisisce i dati, e gestisce un modem interno che dà il via ad un sistema che consente di localizzare, in prima approssimazione, la fonte del "rumore" attraverso l'analisi vettoriale degli impulsi.

3^a Fase

Nella 3° fase di studio (2000-2003) è stata portata a termine la campagna conclusiva di prospezioni geoelettriche, con raffittimento della maglia

a copertura di tutta la conca camaiorese. Al termine di queste prospezioni è stata effettuata una campagna microgravimetrica sulle aree urbanizzate ritenute a maggior rischio secondo quanto emerso dall'indagine geoelettrica.

Per il controllo delle microdeformazioni del suolo è stata predisposta l'installazione e la lettura discreta di 23 punti di controllo GPS ubicati in punti significativi nella conca camaiorese, mentre per il controllo della falda idrica sotterranea sono state eseguite periodiche misure ai 30 piezometri di controllo, che hanno consentito di osservare le oscillazioni della falda stessa dalle condizioni di massima ricarica, a quelle di minima. Per il controllo piezometrico in continuo è stato installato un trasduttore di pressione nel pozzo-piezometro ubicato ca. 350 m ad W del *sinkhole*. Sono state inoltre eseguite prove di emungimento su alcuni dei pozzi di studio per la determinazione dei parametri idraulici delle falde.

In tutto il periodo dello studio (1995-2003), sono stati inoltre eseguiti periodici controlli topografici di precisione a capisaldi superficiali, letture ad estensimetri posizionati su lesioni a fabbricati e letture all'inclinometro. Sono stati raccolti dati relativi alla piovosità, alle portate emunte al campo pozzi dei "Fratelli", ai deflussi superficiali del T. Camaiole. Si deve rilevare che, nel periodo di studio, si sono registrate forti escursioni nel regime pluviometrico, con episodi di notevole afflusso ed episodi siccitosi. Nel primo caso si fa riferimento a due eventi meteorici importanti (nel 1998 e nel 2000), diversi nelle caratteristiche, ma entrambi significativi ed eccezionali: il primo per l'intensità di pioggia nel breve termine (circa 130 mm in un'ora), il secondo per la notevole quantità caduta in un periodo di circa 50 giorni (700 mm circa a Camaiole, 1000 mm circa in quota, nella zona di ricarica dell'acquifero carbonatico). Come episodio siccitoso si fa invece riferimento all'anno 2003 che ha fatto registrare un apporto meteorico molto scarso, privo in sostanza della ricarica primaverile e con un'estate asciutta. Gli eventi piovosi, peraltro, hanno avuto spesso carattere temporalesco e si sono esauriti in tempi brevi, facendo così prevalere il ruscellamento all'infiltrazione. La ricarica della falda ha subito di conseguenza una forte limitazione. Confrontando i dati pluviometrici relativi al periodo gennaio-settembre negli anni dal 1989 al 2003, appare evidente il deficit pluviometrico dell'ultimo anno, ovvero, a fronte di una media di circa 730 mm nel periodo di nove mesi considerato, nel 2003 sono caduti 320 mm, con un deficit di circa 410 mm rispetto alla media dal 1989 al 2002; conseguentemente risulta una ricarica primaverile ridotta al 44% circa della media stagionale.

7.3. - GEOGNOSTICA E PROSPEZIONI SISMICHE

I vari sondaggi geognostici eseguiti, sia a carotaggio che a distruzione, hanno consentito di ricostruire l'assetto stratigrafico locale; dal confronto delle varie stratigrafie rilevate è emerso un quadro stratigrafico generale notevolmente eterogeneo ed eteropico, che evidenzia la sovrapposizione di varie fasi deposizionali a diversa energia e quindi condizionate da diverse condizioni climatiche. In sintesi si osserva la presenza di un pacco superficiale di depositi di conoide, eterometrici, sovrastanti livelli argillosi che confinano i sedimenti sabbiosi o sabbioso-ghiaiosi che costituiscono i potenti orizzonti acquiferi posizionati alla base del complesso alluvionale.

Durante la perforazione dei sondaggi eseguiti nella prima fase nei pressi dell'area del *sinkhole* sono state osservate zone di bassissimo addensamento (pseudo-cavità) all'interno della copertura alluvionale, caratterizzate da spessori variabili da pochi decimetri a 3 metri circa. Le zone decomprese sono state rilevate a profondità variabili da 45 m a 50 m dal p.c., generalmente al di sotto del primo orizzonte argilloso o argilloso-ciottoloso confinante, ma anche a profondità minori.

I profili delle tomografie sismiche effettuate nei fori di sondaggio hanno fatto osservare una notevole analogia di risultati, evidenziando alternanze di strati a diversa velocità. L'andamento dei profili, nei primi 40-50 metri, risulta assai irregolare, ma denota sempre un *trend* abbastanza costante nell'aumento di velocità verso il basso, anche se già nei primi 25-30 metri si osservano bruschi cali di velocità al di sotto di strati rigidi a velocità elevate. Questo fenomeno si rileva invece con una notevole continuità intorno ai 40 metri di profondità, laddove, dopo uno strato assai rigido, si osserva un brusco e anomalo calo di velocità per alcuni metri. A partire dai 40-50 metri di profondità, il *trend* delle velocità sismiche si stabilizza su valori medio-bassi, senza far rilevare influenze dell'incremento del carico litostatico. Più in profondità, in corrispondenza del tetto del "Calcere cavernoso" compatto, si osserva una notevole risalita delle velocità sismiche, mentre un brusco calo delle stesse si rileva sulla verticale dell'area del *sinkhole*.

Le prospezioni eseguite nei dintorni dell'area della "voragine" hanno quindi consentito di individuare alcune particolari caratteristiche fisiche dei materiali costituenti il sottosuolo della conca di Camaiole connesse con il rischio *sinkhole*, in particolare:

- all'interno dei depositi alluvionali sono stati rilevati degli orizzonti fortemente decompressi (corrispondenti alle zone di bassa velocità); in par-

ticolare il fenomeno risulta evidente e costante intorno ai 40 metri, al di sotto di uno strato argilloso o argilloso-ciottoloso. Nel primo sondaggio, eseguito in prossimità del *sinkhole* immediatamente dopo il crollo, fu evidente lo scollamento (vuoto) rilevato dai 42 ai 45 m nelle alluvioni al di sotto del livello argilloso compatto.

- al di sotto dei 40 metri, fino al tetto del *bedrock*, i sedimenti fanno rilevare uno stato di addensamento anomalo, inferiore a quello teorico prevedibile.

Per quanto concerne il substrato roccioso, le tomografie *cross-hole* hanno permesso di esprimere le seguenti considerazioni sullo stato fisico dello stesso:

Il basamento roccioso presenta una velocità media di 3100 m/sec che indica la presenza di una notevole fratturazione e degradazione.

Nella zona del crollo il tetto del *bedrock* si approfondisce rapidamente, facendo rilevare un brusco gradino.

Sulla zona rialzata del suddetto gradino ("up"), il basamento calcareo presenta una saccatura di cui non è possibile definire esattamente i contorni, con velocità dell'ordine di 2000 m/sec o inferiori. La zona della saccatura corrisponde con la fascia sub-verticale a bassa velocità nei terreni alluvionali e, di conseguenza, ambedue appaiono corrispondere all'area interessata dallo sprofondamento.

Dalle prospezioni sismiche eseguite nel '98 (2^a fase), effettuate con energizzazione polarizzata, risulta che i parametri elastici dei terreni alluvionali tendono a peggiorare con la profondità; in particolare da 60 a 100 m dal piano campagna. Più in dettaglio si osserva quanto segue:

- le velocità delle onde sismiche (V_p longitudinali e V_s di taglio) diminuiscono dai 50 m in poi con minimo intorno ai 70-80 m;

- il Modulo di Young, a partire dai 50-60 m, passa da $0.12-0.14 \times 10^6$ a 0.08×10^6 kg/cmq;

- il Modulo di taglio ha lo stesso comportamento passando da $0.05-0.04 \times 10^6$ a 0.03×10^6 kg/cmq;

- il Coefficiente di Poisson rimane pressoché costante.

Si può quindi sintetizzare che i terreni alluvionali al di sopra del *bedrock* sono poco addensati ed hanno caratteristiche meccaniche scadenti a partire dai 50 m in poi. Le situazioni di decompressione della copertura alluvionale, rilevate anche con la microgravimetria, potrebbero nascondere la presenza di "vuoti" in profondità o cavità ipogee. Secondo vari Autori, in base alla casistica di eventi tipo *sinkhole*, gli svuotamenti sembrano avvenire, in gran parte dei casi, in corrispondenza di cavità (o grosse fratture) nel substrato nelle quali migra la frazione fine. La conferma a tutto

ciò è venuta nel 2002, quando è stata eseguita l'ultima campagna di prospezioni geognostiche, con esecuzione di 2 sondaggi profondi, di piccolo diametro e a distruzione di nucleo, con lettura dei parametri di perforazione in avanzamento ed in continuo. Le prospezioni sono state eseguite a verifica dei modelli utilizzati nelle indagini indirette che indicavano la presenza di anomalie per carenza di massa nel sottosuolo. Data la presenza di abitazioni e di stabilimento produttivo, si è cercato un sistema di prospezione che fosse il meno invasivo possibile e che non creasse i presupposti per la formazione di ulteriori svuotamenti nella copertura alluvionale. La lettura dei parametri meccanici della sonda ha consentito di valutare il grado di consistenza dei terreni in profondità attraverso il rilevamento delle: velocità di avanzamento della colonna (dm/min) - pressione del fluido di circolazione (bar) - energia di perforazione (barxgiri/min) attraverso il rilevamento della rotazione (giri/min) e della energia di coppia (bar) necessaria alla rotazione della colonna per l'avanzamento.

Nell'ubicare le due prospezioni si è cercato di avvicinare al massimo le zone ritenute fisicamente più fragili anche se, nel caso del sondaggio eseguito all'interno dello stabilimento industriale, si è dovuto procedere alla verifica al margine dell'anomalia rilevata dalle indagini geofisiche. Nel secondo sondaggio, effettuato all'interno dell'area del "Colosseo", è stata invece investigata un'area in corrispondenza della quale era stata evidenziata una coesistenza di anomalie gravimetriche e geoelettriche. I risultati possono essere così sintetizzati: nel primo sondaggio non ci sono particolari livelli caratterizzati da bassa densità e scarsa consistenza. Nel secondo sondaggio, posizionato in zona quasi baricentrica rispetto ad un'area di anomalia, si è invece riscontrata la presenza di livelli prevalentemente sabbioso-limosi, di consistenza bassa o molto bassa. A partire dai 6 metri di profondità, infatti, si è registrato un notevole aumento delle velocità di avanzamento, con locale perdita di circolazione e fuoriuscita di *cutting* molto fine, talora scarso; l'energia di perforazione è rimasta bassa per il tratto compreso tra 6 e 21 m di profondità. I livelli particolarmente inconsistenti si sono incontrati tra 12 e 15 m e tra 18 e 21 m, laddove la velocità di avanzamento è stata molto elevata; in corrispondenza di tali orizzonti la colonna di rivestimento è scesa, in pratica, per peso proprio. Un secondo orizzonte a basso addensamento si è rilevato tra 27 e 39 m di profondità; anche in questo tratto, tra 29 e 31 m, si è nuovamente verificata una perdita di circolazione ed un affondamento repentino della colonna di rivesti-

mento. A partire dai 45 metri di profondità l'avanzamento è stato sostanzialmente regolare, fino ai 70 m, laddove il sondaggio è stato interrotto.

7.4. - ANALISI DEI GAS ENDOGENI

Lo studio dei gas endogeni, come le altre prospezioni geofisiche della seconda fase d'indagine, è stato eseguito da Unigeo che, per quanto concerne la geochimica, ha affidato ai Proff.ri S. Lombardi e G. Ciotoli, del Dip.to di Scienze della Terra dell'Università La Sapienza di Roma, la campagna di rilievi, le analisi e l'elaborazione dati.

Per l'espletamento della campagna d'indagine geochimica furono prelevati dal terreno oltre 200 campioni, da cui vennero separati e misurati i tenori dei gas più significativi di origine profonda, ovvero dei gas endogeni che possono fornire utili informazioni sui movimenti in atto a notevoli profondità. L'analisi di tali gas consente infatti di riconoscere, laddove si misura la maggiore concentrazione, le zone di risalita dal substrato. Tale risalita è ovviamente favorita nelle zone di maggiore permeabilità del *bedrock* corrispondenti alle zone maggiormente fessurate per presenza di faglie o grosse fratture. La presenza e la più elevata concentrazione di gas nei terreni è peraltro indice di attività tettonico-strutturale recente.

I gas ricercati e misurati sono stati: Radon 222 - O₂ - CO₂ - CH₄ - Idrocarburi aromatici fino al Pentano - H₂S, COS, CS₂, SO₂ - Elio 4. L'analisi dei tenori dei gas endogeni nel terreno ha consentito di evidenziare spiccate anomalie su diverse zone, alcune delle quali caratterizzate dalla coincidenza di elevata concentrazione di più gas (²²²Rn, ⁴He, CH₄ e CO₂). La distribuzione areale delle anomalie gassose è contraddistinta da una disposizione preferenziale lungo direzioni definite e allungate, riferibili a discontinuità tettoniche profonde (faglie). Il confronto tra l'orientazione delle anomalie e la direzioni delle principali deformazioni fragili dell'area studiata hanno permesso di avanzare l'ipotesi che le direzioni N-S, E-W, e subordinatamente quelle antiappenniniche, coincidano statisticamente con le fratture più permeabili e probabilmente più attive o recentemente attivate. In particolare si fa notare che il *sinkhole* del 1995 si trova all'intersezione di più sistemi di anomalie ed all'intersezione di faglie.

7.5. - GRAVIMETRIA E MICROGRAVIMETRIA

L'analisi gravimetrica e microgravimetrica della piana di Camaiore è stata eseguita in tre diverse fasi dai Proff.ri B. Toro e M. Di Filippo. I vari modelli di elaborazione utilizzati sono stati realiz-

zati con un programma che calcola l'anomalia gravimetrica sul piano campagna.

Successivamente il programma di calcolo confronta le Anomalie Calcolate con Anomalie Residue ed in funzione degli scarti viene modificata la geometria, la profondità e il contrasto di densità. Questo processo viene svolto in modo iterativo fino ad ottenere un profilo dell'anomalia calcolata simile per forma ed entità dei valori a quello dell'anomalia residua. Nei modelli utilizzati è stato rappresentato l'andamento del *bedrock* denso, inteso come substrato meso-cenozoico: l'effetto del *bedrock* non è stato calcolato in base alle Anomalie Residue di ordine n-1, bensì sulla base delle Residue di ordine n-2. Per quanto concerne i terreni alluvionali, è stato considerato un pacco di sedimenti di origine fluviale o fluvio-lacustre con una densità media di 1.8 g/cm³ ($\Delta\rho = -0.8$ g/cm³ rispetto al *bedrock*). L'analisi del modello mette in evidenza un livello alluvionale intercalato con il precedente, di sedimenti sempre della stessa tipologia, ma caratterizzati da una densità più bassa, 1.3 g/cm³ ($\Delta\rho = -1.2$ g/cm³ sempre rispetto al *bedrock*). Risulta evidente come le zone di anomalia negativa trovino conferma con la presenza di volumi di sedimenti nel sottosuolo caratterizzati da valori di densità estremamente bassi, quasi a livello di fanghi, e dalle caratteristiche geotecniche estremamente scadenti, con elevato valore di compressibilità, possibilità di solifluzione, e tali da far considerare le aree soprastanti a rischio *sinkhole*.

Le prospezioni microgravimetriche hanno permesso di evidenziare tali aree con anomalie gravimetriche negative, che possono essere imputabili alla presenza di cavità sepolte o comunque a volumi a bassa densità. Un controllo tra i dati gravimetrici rilevati nel 1998 e quelli rilevati nelle campagne 2000 e 2003 ha evidenziato che nella piana ci sono zone in cui la gravità è diminuita nel corso degli ultimi cinque anni, anche fino a -0.090 mGal.

7.6. - INDAGINI GEOELETTRICHE

La geoelettrica è una delle metodologie di prospezione indiretta utilizzate che, integrandosi nel confronto dei dati, contribuisce ad arricchire il quadro conoscitivo. Attraverso le tarature delle prospezioni dirette (geognostica), consente sia di operare uno *screening* generale sulla situazione stratigrafica dell'area investigata, sia di implementare, con la sovrapposizione di elementi selettivi, gli scenari emersi da altre tecniche di prospezione indiretta. Nel caso specifico, proprio dal confronto tra le molteplici discipline utilizzate, è stato

possibile definire le aree soggette a potenziale rischio *sinkhole*.

La serie di prospezioni elettriche eseguite sull'area di Camaiole dal 1997 al 2003 è stata effettuata ed elaborata dal Dott. S. Rizzo.

Le anomalie elettriche, rilevate con tecniche tomografiche sia nel materasso alluvionale, sia nel *bedrock* carbonatico, sono attribuibili, relazionate alla locale situazione geologico-stratigrafica, ad una maggiore percentuale di indice dei vuoti e quindi probabilmente connesse con cavità, colme di terreni fini poco o nulla addensati, o con grosse fratture.

Le indagini sono state interpretate con diverse metodologie, complementari tra di loro: attraverso l'analisi delle carte di resistività apparente con diversa profondità di indagine; utilizzando i modelli di inversione di Loke, con il programma RES2DINV della Geotomo software; interpretando tutte le misure con il metodo Schlumberger; utilizzando un programma originale che simula, data una situazione stratigrafica all'interno di un modello tridimensionale, un profilo di tomografia elettrica e confronta i risultati con i dati sperimentali.

Il confronto tra i diversi approcci e la loro sintesi ha permesso di ubicare una serie di anomalie elettriche conduttrici, riconducibili a terreni molto porosi o a cavità carsiche con materiale fine.

In questo senso, l'analisi dei dati è stata, facilitata dalla uniformità delle resistività misurate nella piana di Camaiole; la successione di ghiaie e sabbie, posta sul basamento cenozoico, ha mostrato resistività comprese generalmente tra 100 e 200 ohm.m, di poco inferiori alla resistività del Calcere cavernoso (250 – 300 ohm.m); le zone di anomalia mostravano resistività comprese tra 10 e 20 ohm.m, e quindi nettamente inferiori. Tale uniformità nei valori di resistività ha complicato l'individuazione del tetto del *bedrock* che è stato in ogni caso ipotizzato nel modello tridimensionale.

In figura 56 la pseudo sezione di resistività sperimentale (la profondità apparente è indicata in AM/2); sotto la pseudo sezione di resistività ottenuta con il modello tridimensionale, disegnato immediatamente in basso; in fondo alla figura il modello di inversione di Loke e a destra la curva Schlumberger della misura 12.

7.7. - INDAGINI IDROGEOLOGICHE

Nei depositi della conca camaiolese si osservano più falde idriche sovrapposte; tra queste la superiore è freatica ed è in equilibrio con le acque superficiali, mentre le sottostanti (almeno due

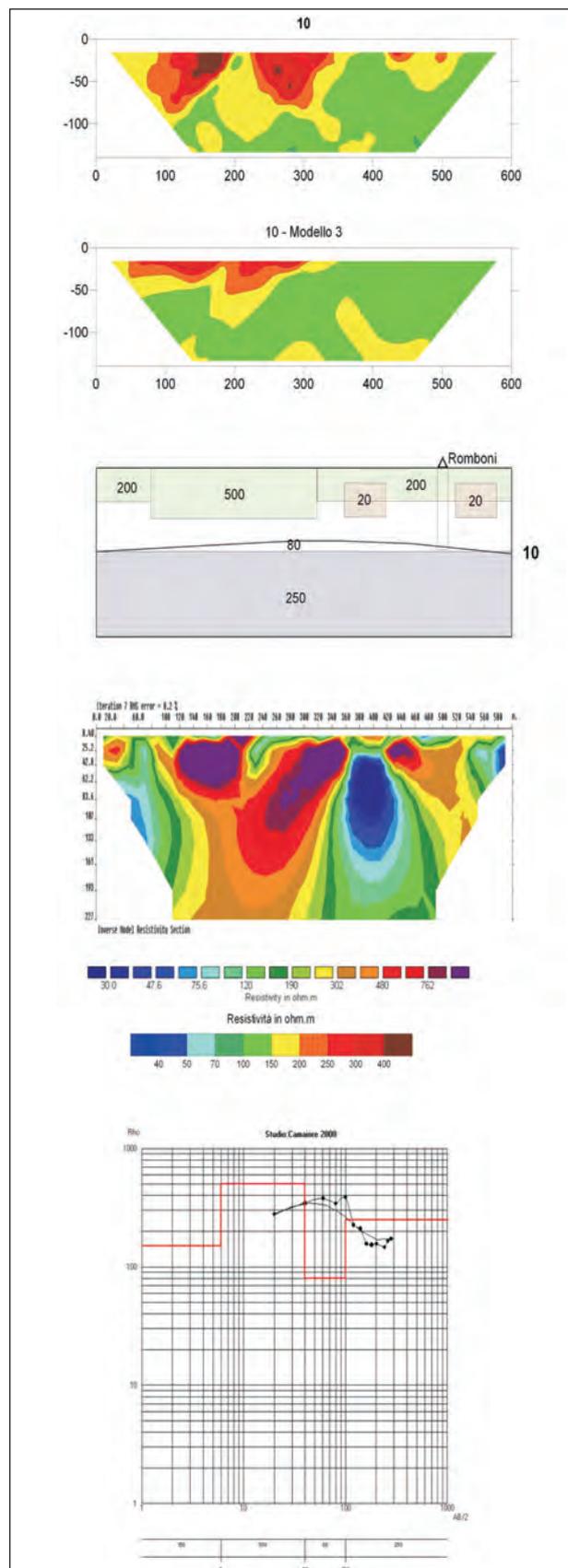


Fig. 56 - Confronto dei diversi metodi d'interpretazione dei profili tomografici.

- Comparison of the someinterpretation method of the tomographic profiles.

separate) hanno caratteristiche di falde in pressione, localmente artesiane. In passato, quando i prelievi erano scarsi, lo erano in buona parte della pianura. In tal senso si deve osservare che i numerosi pozzi privati (circa 600 solo nella conca), perforati talora senza un corretto criterio costruttivo, mettono ormai in comunicazione idraulica le diverse falde sovrapposte, che tendono ad assumere un livello piezometrico comune.

Una consistente circolazione avviene nei "Calcarei cavernosi" che rappresentano il substrato della maggior parte dei rilievi settentrionali e della depressione quaternaria della piana di Camaione e costituiscono l'acquifero più consistente; tale acquifero carbonatico alimenta, in misura prevalente, le falde della conca che vengono in subordine rifornite anche dalle piogge locali e dalla circolazione subalveare dei corsi d'acqua.

Nella zona tra le località Frati e Teneri, il substrato roccioso impermeabile (Filladi del Verrucano) risale per la presenza di faglie antitetiche, mentre il Calcarea cavernoso sovrastante risulta laminato fino a sparire (vedi sezione di figura 3, BUCHIGNANI & CATTOLICA, 1999).

Questo determina un effetto soglia al deflusso delle acque sotterranee che fluiscono verso l'uscita del bacino, causandone l'emergenza. In questa zona si trovavano alcune grosse sorgenti, attualmente ancora presenti sia pure con portata fortemente ridotta. Le maggiori erano alla base delle due colline di Calcarea cavernoso Monte di Rose a NW (Polla dei Frati, 80 l/s di portata media), e Colle Donaia a SE (Polla di Teneri, 40 l/s). La prima, più alta in quota, è in pratica scomparsa e la seconda, che alimenta un lago scavato nel luogo

della sorgente ed utilizzato per la pesca sportiva, è attualmente integrata da un pozzo profondo pochi metri (fig. 57).

Alla stretta dei "Fрати" la potenzialità idrica media del sistema alluvioni-complesso carbonatico, dal quale peraltro attingono i pozzi per uso idropotabile dell'acquedotto VEA e SEA Acque, è stata stimata, da vari Autori che hanno affrontato il tema dell'uso idropotabile delle acque, variabile da 0.3 a 0.8 mc/sec.

Le indagini idrogeologiche svolte dal 1995 ad oggi e basate su rilievi della piezometria, dei deflussi superficiali e della pluviometria, sono state finalizzate alla verifica delle interazioni tra le oscillazioni piezometriche ed i fattori che potenzialmente possono concorrere alla destabilizzazione dell'equilibrio ed all'evolvere di un *sinkhole*.

Il confronto tra i dati idrogeologici e quelli rilevati ai capisaldi di controllo (estensimetri, inclinometro, punti topografici, punti GPS), ai pozzi della batteria VEA e SEA Acque ed ai geofoni delle centraline è stato indirizzato alla definizione delle interazioni tra i vari fattori analizzati. Il quadro che è sintetizzato di seguito:

la ricarica dell'acquifero nel suo complesso, comprendendo in esso sia quello nel "Cavernoso" che nelle falde in pressione del materasso alluvionale, è estremamente rapida; confrontando infatti l'istogramma delle piogge giornaliere od orarie (stazione di Camaione) ed il grafico delle oscillazioni di livello piezometrico nel pozzo profondo in loc. Radicchi (piana di Camaione), si osserva una risposta rapida (poche ore) alla precipitazione (figg. 58, 59).

Si deve sottolineare il fatto che lo sfalsamento temporale tra le piogge nella piana (stazione di

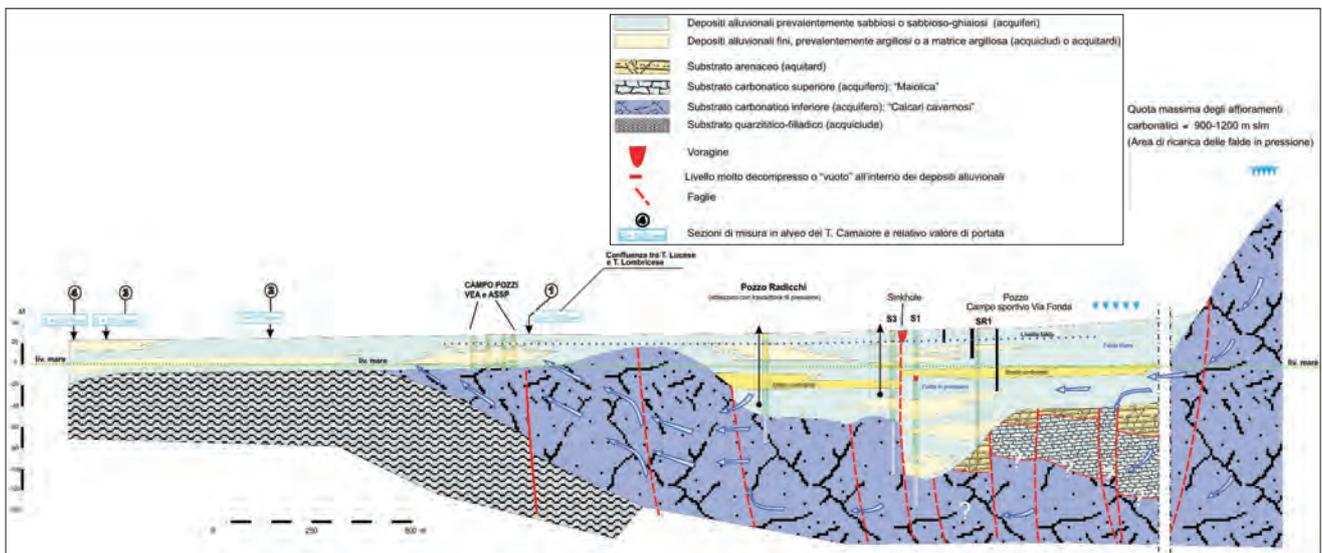


Fig. 57 - Sezione lungo l'asse T. Camaione - T. Lombricese Camaione.
- Lombricese rivers section.

Camaioire: 30 m slm ca.) e quelle in quota nella zona di ricarica (stazione di Vallelunga: 650 m slm c.ca) è trascurabile; variano ovviamente le quantità degli afflussi (fig. 60). Per la particolare morfologia dei luoghi, con i rilievi a ridosso della conca camaioirese, le due stazioni distano in linea d'aria

circa 5 km. È quindi evidente l'influenza della ricarica che avviene nel complesso carbonatico sulla piezometria della piana, che comporta variazioni rapide consequenziali delle pressioni idrauliche.

Il prelievo medio annuo, 11.435.000 m³, rappresenta poco più di un quinto del totale della risorsa idrica disponibile nel bacino, 51.989.639 m³ (G. PRANZINI & V. BUCHIGNANI, 2002). È evidente, quindi, che a livello di bilancio medio annuo i prelievi sono ampiamente compatibili con la risorsa rinnovabile, ovvero gli emungimenti attuati non vanno ad intaccare le riserve permanenti del complesso bacino che si sviluppa nel *bed-rock* carbonatico e che contribuisce ad alimentare le alluvioni della conca di Camaioire. Dalla strettoia in località Frati sembra quindi transitare, nell'arco dell'anno, un volume d'acqua ampiamente superiore a quello che viene estratto. Si deve però osservare che il bilancio eseguito tiene conto dei valori medi annui degli apporti, dei deflussi e dei prelievi. La situazione critica si viene però a determinare nella fase stagionale in cui gli apporti sono limitati o assenti, ed invece i consumi toccano i loro valori massimi. In questo periodo, generalmente corrispondente ai mesi di luglio e agosto, si registra effettivamente uno squilibrio nel bilancio idrogeologico. Ciò si evidenzia sia dall'analisi del diagramma delle portate del F. Camaioire, dove la curva di esaurimento delle portate, che in scala logaritmica dovrebbe essere una retta, nelle estati poco piovose subisce un incremento di pendenza, sia dall'andamento del grafico relativo alle oscillazioni piezometriche al pozzo Radicchi, nel quale si registra un flesso nella curva d'esaurimento in corrispondenza dei periodi asciutti (sia in scala normale che in quella logaritmica). Questi incrementi di pendenza indicano un'alterazione dei regimi di scarico dei deflussi superficiali e sotterranei, attribuibili ad interferenze antropiche ed in particolare ad eccessivi prelievi che non sfruttano più il solo *surplus* in trabocco, ma vanno ad alimentarsi nelle riserve permanenti. Lo squilibrio rimane comunque limitato al breve periodo estivo di circa 30-50 giorni, con rapido recupero in caso di pioggia (v. grafico di correlazione riassuntivo tra piovosità/deflussi/portate emunte/piezometria di fig. 60). Dai grafici di correlazione si rileva quindi che l'interferenza tra piovosità e piezometria è notevolmente rapida, quasi istantanea; che l'incidenza degli afflussi è rilevante ai fini del recupero degli acquiferi carbonatici e, di conseguenza, di quelli confinati, alimentati attraverso le fratture; che il regime delle piogge è più importante sulle variazioni piezometriche rispetto al prelievo di acque sotterranee. Dal diagramma di figura 59 si può osservare che l'evento meteorico determina

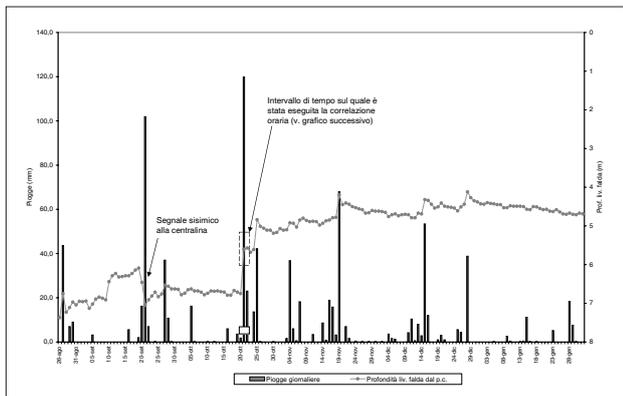


Fig. 58 - Grafico di correlazione tra piogge giornaliere e oscillazioni piezometriche al pozzo Radicchi.
- Correlation of the rain falls and the piezometric variation levels at Radicchi borehole.

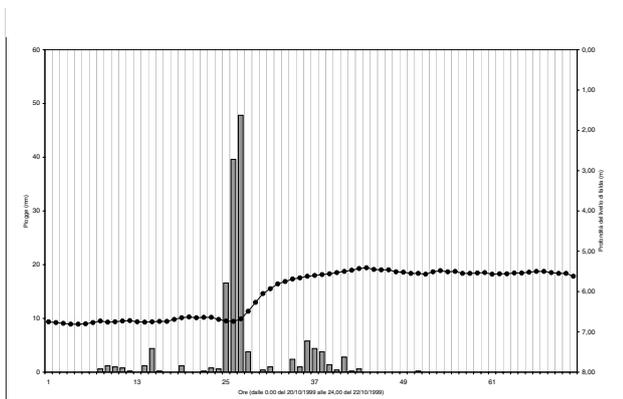


Fig. 59 - Grafico di correlazione tra piogge orarie e oscillazioni piezometriche al pozzo Radicchi.
- Correlation of the hours rain falls and the piezometric variation levels at Radicchi borehole.

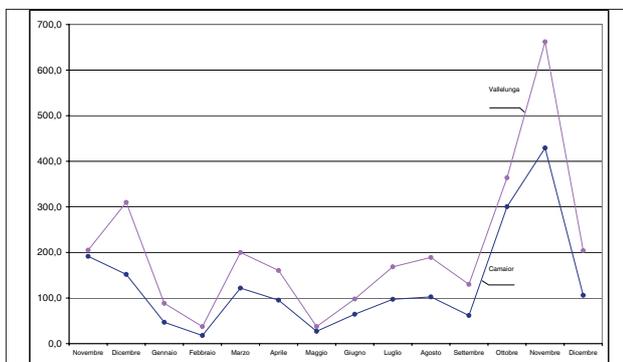


Fig. 60 - Grafico di confronto tra le quantità di pioggia alle stazioni di Camaioire e Vallelunga.
- Rainfall at the Camaioire and Vallelunga stations.

può osservare che l'evento meteorico determina un rapido assestamento della piezometrica, il cui andamento risulta quindi più influenzato dalle variazioni dei regimi pluviometrici che dagli incrementi o riduzioni di emungimento (fig. 61).

Le misure all'inclinometro e all'estensimetro hanno fornito dati sostanzialmente concordanti con le ipotesi sopra riportate, ovvero di una maggiore influenza delle elevate pressioni idrauliche, legate a fenomeni meteorici intensi e concentrati, rispetto alle depressioni indotte dagli emungimenti. L'inclinometro, profondo 136 m, ha fatto rilevare un *trend* di deformazione a *step* fino all'evento del 1998, con deviazione progressiva dello strumento per tutta la sua lunghezza, con scostamenti massimi intorno ai 38-50 m di profondità ed in superficie. Dal 1999 in poi non si sono più osservati movimenti apprezzabili.

Le registrazioni effettuate dalle centraline esistenti, ed inviate all'unità centrale di controllo, hanno fatto osservare dei segnali di tipo sismico (caratteristici di "rumori" di fondo) in concomitanza con eventi meteorici di particolare intensità. Questa coincidenza si è osservata in occasione di vari eventi, con tempi di risposta diversi a seconda che l'evento stesso sia particolarmente

intenso (risposte in tempi brevi) o di media intensità (risposte a più lungo termine). In figura 62 si riporta l'immagine di uno di questi segnali registrato in occasione dell'evento meteorico verificatosi nella nottata del 21 ottobre 1999, con precipitazione di circa 120 mm concentrata in un'ora e mezzo.

7.8. - RILIEVI DELLE MICRODEFORMAZIONI MORFOLOGICHE

Gli effetti al suolo delle microdeformazioni morfologiche connesse al fenomeno *sinkhole* determinano localmente piccoli lesionamenti e fessurazioni delle strutture rigide. L'analisi dell'entità di tali deformazioni, che spesso sono anche legate al naturale "respiro" delle coltri alluvionali, viene effettuata attraverso misure topografiche di precisione su capisaldi posizionati in punti strategici nei dintorni dell'area dello sprofondamento. Il resto della conca camaiorese viene monitorato attraverso un controllo periodico di capisaldi fissi misurati con strumentazione GPS di alta precisione, in grado di apprezzare deformazioni dell'ordine del mezzo centimetro.

L'ubicazione dei punti di monitoraggio è stata

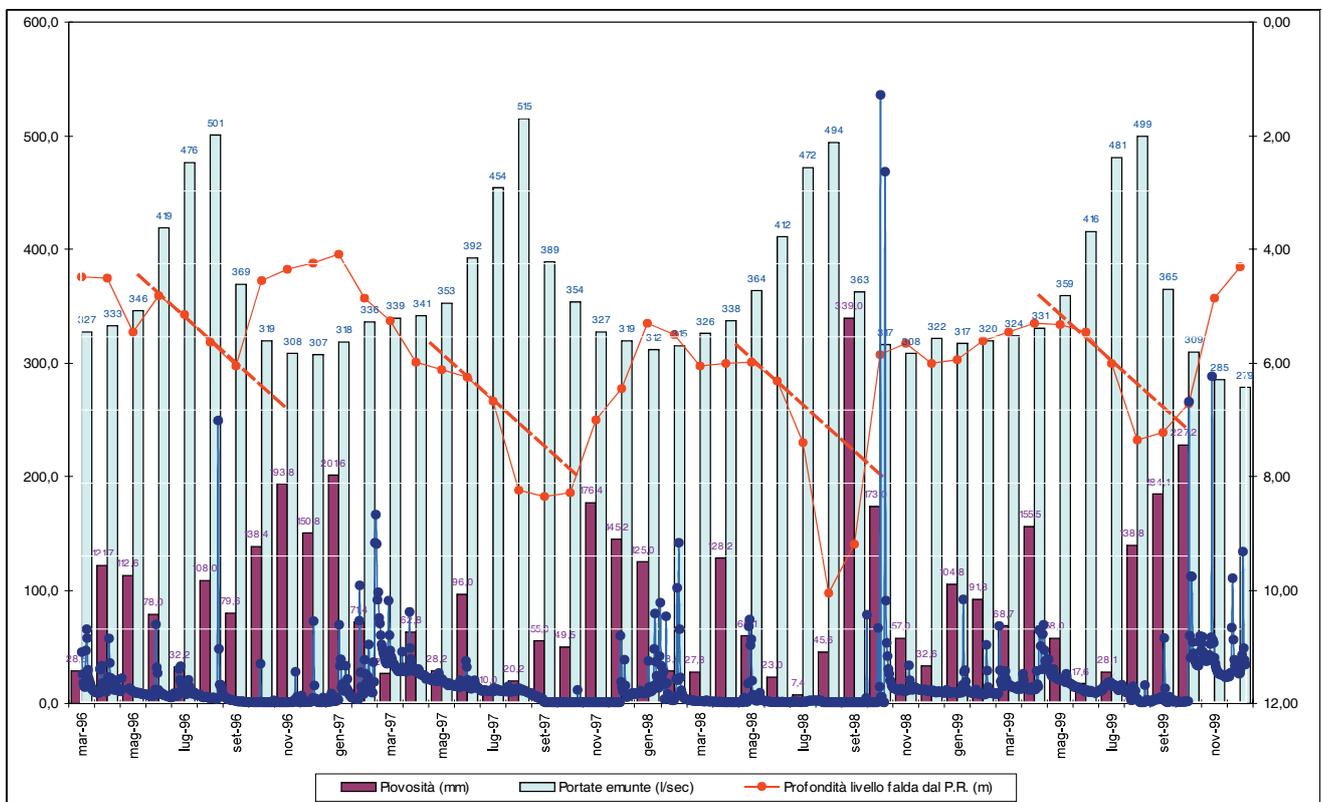


Fig. 61 - Grafico di correlazione tra piovosità/deflussi/portate emunte/piezometria.
 - Comparison graphic between rain/down flow / cached flow/ piezometric.

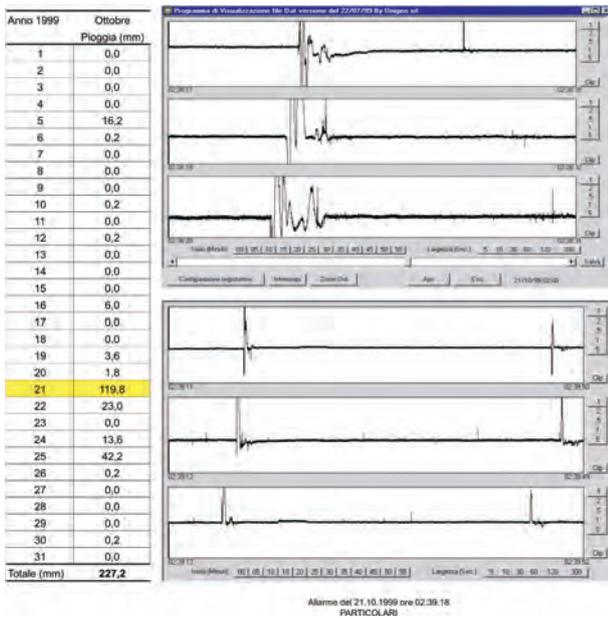


Fig. 62 - Segnale ai geofoni della Centralina 1 (Le Funi) in occasione di un evento meteorico intenso e concentrato.
- Geophoni signal at the (Le Funi) exchange during a meteoric event.

varie prospezioni e dei vari studi e comunque risulta distribuita, per quanto possibile, con una maglia abbastanza definita a coprire le zone ritenute più critiche della piana di Camaiore.

L'osservazione con le letture topografiche è iniziata immediatamente dopo l'evento ed ha fatto rilevare un *trend* delle deformazioni ben definito, con andamento iperbolico e tendenza all'asintoto (grosse deformazioni iniziali, diminuzione progressiva delle stesse con tendenza ad un andamento rettilineo del relativo grafico).

I rilievi con GPS sono invece piuttosto recenti e non hanno ancora un bagaglio di dati sufficientemente abbondante tale da individuare e definire dei particolari comportamenti del suolo e delle strutture, pur avendo già evidenziato dei significativi scostamenti relativi tra letture successive nelle zone caratterizzate da una particolare fragilità stratigrafico-strutturale. Si fa in particolare riferimento alla lettura del 22 dicembre 2000, effettuata successivamente al prolungato periodo di intensa piovosità tra ottobre e dicembre 2000, allorché le falde si trovavano sicuramente in condizioni di forte ricarica, anche se non all'eccezionale apice dei primi giorni di dicembre quando alcuni pozzi-piezometri erano fluenti.

Le letture hanno fatto rilevare degli abbassamenti concentrati nel centro della conca di Camaiore dell'ordine di circa 3 centimetri; al contorno tali abbassamenti vanno a diminuire, fino ad azzerarsi. Contestualmente i vettori di sposta-

mento orizzontale hanno fatto osservare una convergenza verso il centro della conca camaiorese. Lo strumento utilizzato ed il sistema di lettura adottato comportano un errore che può essere stimato (al massimo) in circa 1 centimetro, per cui gli abbassamenti massimi rilevati possono al limite risultare dell'ordine di 2 centimetri. Ciò che è estremamente interessante è la coincidenza dei punti di massimo abbassamento rilevato con GPS, con quelli indicati a rischio, caratterizzati dalla convergenza di anomalie geoelettriche e gravimetriche (fig. 63).

8. - MONITORAGGIO DELLE MICRO-DEFORMAZIONI DEL SUOLO

8.1. - RETE LOCALE DI POSTAZIONI GPS SU PUNTI DI CONTROLLO

La predisposizione del sistema di controllo integrato delle micro-deformazioni del suolo si trova attualmente (marzo 2007) nella prima fase attuativa. Nel mese di agosto 2005 è infatti terminata l'installazione delle postazioni GPS per il

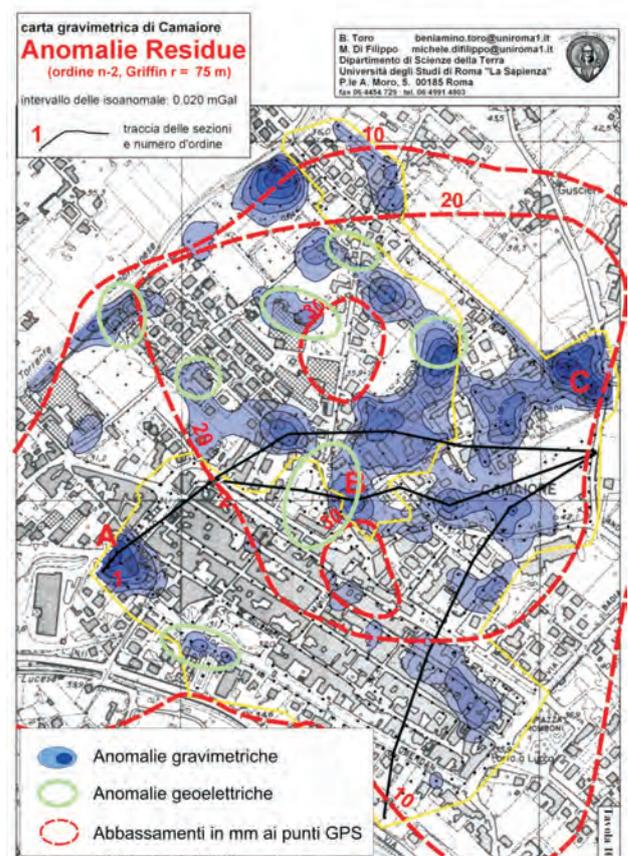


Fig. 63 - Confronto tra le posizioni delle anomalie rilevate e gli abbassamenti ai punti di controllo con GPS.
- Comparison of the anomalies position and the lowering at the check points.

controllo automatico in continuo di punti significativi, individuati dalle precedenti indagini geologiche e geofisiche. La soluzione, progettata unitamente al gruppo di studio e realizzata da Leica Geosystems S.p.A., consiste in una rete locale di 10 ricevitori, di cui 3 *Masters* posizionati nei versanti che circondano la piana di Camaiore in punti verosimilmente stabili, e 7 *Rovers* disposti razio-

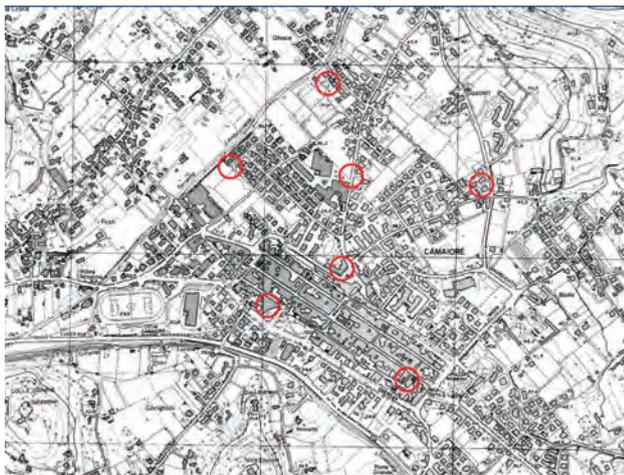


Fig. 64 - Disposizione delle antenne GPS Rover nell'abitato di Camaiore.
- Location of the GPS Rover spars in Camaiore village.

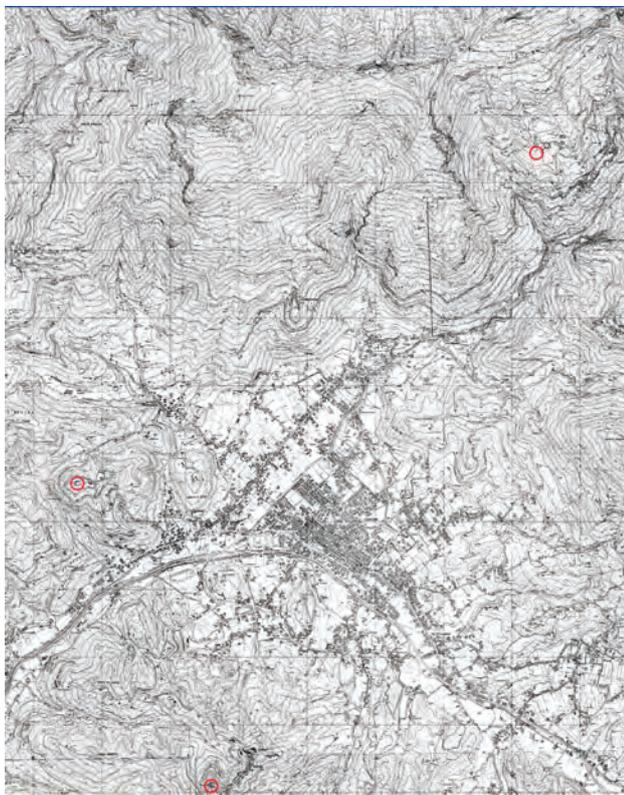


Fig. 65 - Disposizione delle antenne GPS Master sui rilievi
- Location of the GPS Master spars.

nalmente sui punti di maggior interesse all'interno del centro abitato, oltre che in un Centro di Controllo per la gestione e l'analisi di dati acquisiti (figg. 64, 65).

Per ovviare alle esigenze di affidabilità e precisione richieste ad un progetto di questo tipo sono stati scelti ricevitori GPS geodetici a doppia frequenza L1/L2 modello Leica GX 1220.

In ogni vertice della rete sono presenti, oltre al ricevitore, un'antenna GPS e una serie di infrastrutture di alimentazione, comunicazione e protezione atte a garantirne la perfetta funzionalità ed operatività in ogni condizione. Come mostrato nelle figure 66, 67 le componenti elettroniche di ogni postazione sono collocate all'interno di appositi box a tenuta stagna. Un box contiene il ricevitore e il modem GSM/GPRS utilizzato per la comunicazione del sensore con il centro di con-



Fig. 66 - Esempio di una postazione fissa GPS.
- Example of a GPS emplacement.



Fig. 67 - Dettaglio dei box.
- Box particular.

trollo e lo scarico dati. L'altro il gruppo di alimentazione, composto da un alimentatore 220V–12 VDC, un regolatore di carica (in caso di utilizzo di pannello solare) e una batteria di *back-up* in grado di garantire la funzionalità del sensore per oltre 72h nel caso dovesse interrompersi l'alimentazione dalla rete 220V o da pannello solare, dove previsto, evitando così “buchi” nella misurazione. Al primo box sono collegate sia l'antenna GSM che quella GPS. Le postazioni sono state monumentate per lo più su strutture esistenti, e fissate con supporti opportunamente dimensionati al fine di ottimizzarne la stabilità e le prestazioni previste dal progetto, minimizzando gli eventuali impatti ambientali. Dallo studio dell'evoluzione del fenomeno *sinkhole* nel tempo, potranno essere fatte valutazioni riguardo l'eventuale implementazione del sistema con ulteriori punti di controllo, lo spostamento di vertici o la modifica delle iniziali configurazioni dei sensori.

Come primo *step* di lavoro è stata impostata l'acquisizione dei dati in sessioni di 6 ore, con aggiornamento della posizione ogni 15 secondi. Lo scarico via GSM dei dati nell'unità *server* del Centro di Controllo avviene in maniera automatica ad intervalli prestabiliti, grazie a particolari *soft-*

ware di gestione e controllo remoto dei sensori. Una volta archiviati nel *server* i dati vengono automaticamente processati secondo la metodologia differenziale, e la posizione di ogni punto aggiornata e visualizzata a video, con gli eventuali spostamenti scomposti nelle tre componenti ed esaminabili nella loro evoluzione temporale.

L'accesso al *server* del Centro di Controllo, ubicato in una stanza appositamente dedicata all'interno delle strutture della Protezione Civile, è stato inoltre remotizzato attraverso connessioni protette, per permettere la visualizzazione e la gestione del sistema in qualsiasi momento e da qualsiasi località (fig. 68).

La configurazione *software* progettata permette anche di impostare allarmi di diverso tipo (SMS, e-mail, comandi su dispositivi seriali, avvio di programmi etc.) collegati a determinati difetti di funzionalità delle varie componenti del sistema o al superamento di soglie impostabili di parametri connessi al movimento dei punti di controllo. Un monitoraggio in continuo infatti deve consentire in tempo “quasi reale” di intervenire per eventuali operazioni di ripristino della perfetta operatività di ogni sua componente, e soprattutto di programmare interventi di protezione civile e messa

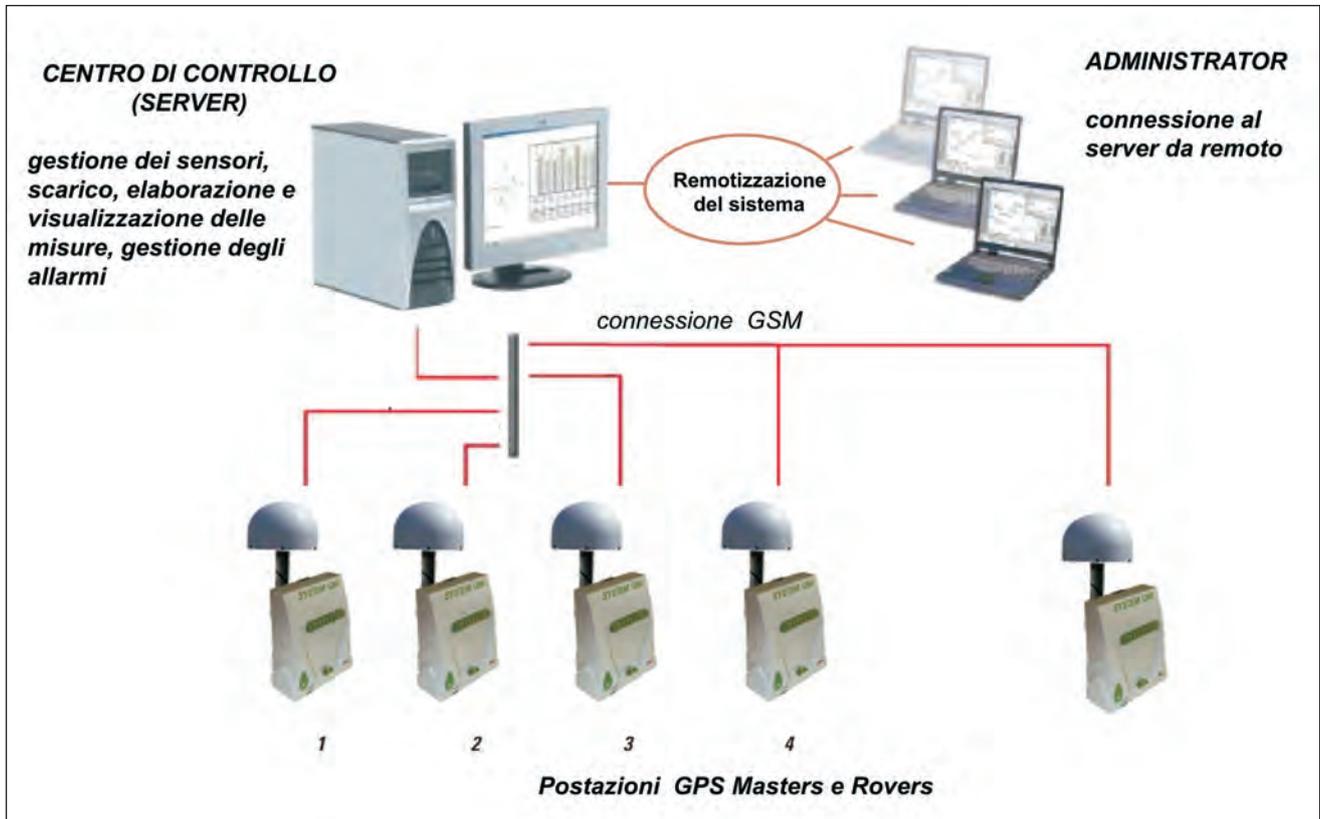


Fig. 68 – Schema della struttura del sistema di monitoraggio.
- Monitor system scheme.

in sicurezza della popolazione.

Per una corretta stima delle suddette soglie di allerta, pre-allarme e allarme si deve necessariamente avere a disposizione una quantità di dati omogenei significativa, in modo che tale parametro sia calibrato sull'effettiva accuratezza del sistema e non sia né sovrastimato, né interessato dalle normali oscillazioni della misura ricadenti all'interno del rumore intrinseco del sistema stesso nel suo complesso. In caso contrario il rischio è quello di creare continui ed inutili allarmismi o, ipotesi ancora più grave, di sottovalutare un pericolo reale.

Questo è certamente uno degli obiettivi di breve termine, assieme all'accurata formazione delle figure che dovranno gestire una procedura completamente automatica nelle fasi di acquisizione, scarico, elaborazione e visualizzazione delle misure, ma che non può prescindere dalla capacità di un professionista di interpretare l'enorme mole di dati che viene messa a disposizione.

Sebbene il sistema sia, attualmente, nella sua fase di valutazioni iniziali e ricerca delle migliori configurazioni *software*, l'acquisizione in continuo di diverse settimane di dati ha già permesso di trarre alcune interessanti considerazioni sul comportamento al suolo dei terreni presenti nella conca camaiorese, soprattutto in relazione ad eventi meteorologici significativi. Si è infatti potuto osservare, dopo un periodo caratterizzato da diversi giorni di intense precipitazioni, un iniziale abbassamento in quota di tutti i punti di controllo dell'ordine di 1,5-2 cm (fig. 69), seguito da una progressiva risalita e un'apparente stabilizzazione su valori leggermente al di sotto di quelli iniziali; tale fenomeno era già stato rilevato nel corso delle misure discrete.

Ovviamente queste considerazioni saranno da avvalorare e meglio definire nel corso delle prossime osservazioni, con una maggiore quantità di dati elaborati. La possibilità, nel tempo, di avere a disposizione un *database* storico di misure da integrare e correlare con i dati provenienti da altri strumenti di controllo del sistema integrato, consentirà di analizzare in maniera rigorosa e costante sia la eventuale evoluzione del fenomeno geomorfologico, sia il naturale comportamento di un terreno strutturalmente e geologicamente particolare come quello su cui si trova l'abitato di Camaiore, con arricchimento degli elementi conoscitivi necessari alla identificazione dei precursori del dissesto.

8.2. - SISTEMA INTERFEROMETRICO DA TERRA (LiSA[®]).⁽²⁾

Le procedure di analisi del rischio per i *sinkehole* presentano molte analogie con quelle utilizzate per i fenomeni franosi.

Infatti, come le frane, gli sprofondamenti rappresentano sempre "movimenti di massa" che tuttavia non si sviluppano necessariamente lungo un versante ma, di solito, in aree pianeggianti.

Per questo motivo nello studio dello sprofondamento di Camaiore è stata applicata la tecnologia GBInSAR LiSA.

Il sistema GBInSAR LiSA sviluppato dalla LiSALab srl è un interferometro SAR (radar ad apertura sintetica) mobile con piattaforma terrestre in grado di restituire mappe del campo di deformazione dell'oggetto o della scena osservata, che possono estendersi fino a qualche chilometro quadro, con una precisione nell'ordine della frazione di millimetro.

Una caratteristica importante della tecnica SAR è che il trattamento dei dati può essere effettuato in modo tale da ottenere come risultato un'immagine complessa. Ogni cella di risoluzione (pixel), corrispondente ad una determinata porzione della scena osservata sarà pertanto caratterizzata non solo da un'ampiezza radiometrica, che esprime la riflettività dell'oggetto alla frequenza di osservazione, ma anche da una fase che dipende dalla distanza sensore-oggetto e dalle caratteristiche dielettriche di quest'ultimo.

La configurazione interferometrica del sistema GBInSAR LiSA[®] prevede la ripresa di immagini radar dello scenario osservato in tempi differenti, esattamente dalla stessa posizione. Ciò consente di misurare con una accuratezza inferiore al millimetro lo spostamento d del terreno nell'intervallo di tempo intercorso fra le due acquisizioni e dato da:

$$d = \frac{\lambda}{4\pi} \phi$$

a partire dalla conoscenza della lunghezza d'onda λ e della differenza di fase ϕ misurata dal radar. Ogni frangia dell'immagine di fase ϕ corrisponde a uno spostamento d del terreno misurato lungo la direzione di osservazione del radar e pari a mezza lunghezza d'onda λ del radar. Questa proprietà consente una facile e rapida interpretazione delle mappe di deformazione fornite dal sistema.

⁽²⁾ Si ringraziano il dott. Maurizio BAUDONO e il dott. Enzo DI CARLO del Servizio Idrologico Regionale per aver reso disponibili i dati pluviometrici della stazione di Camaiore

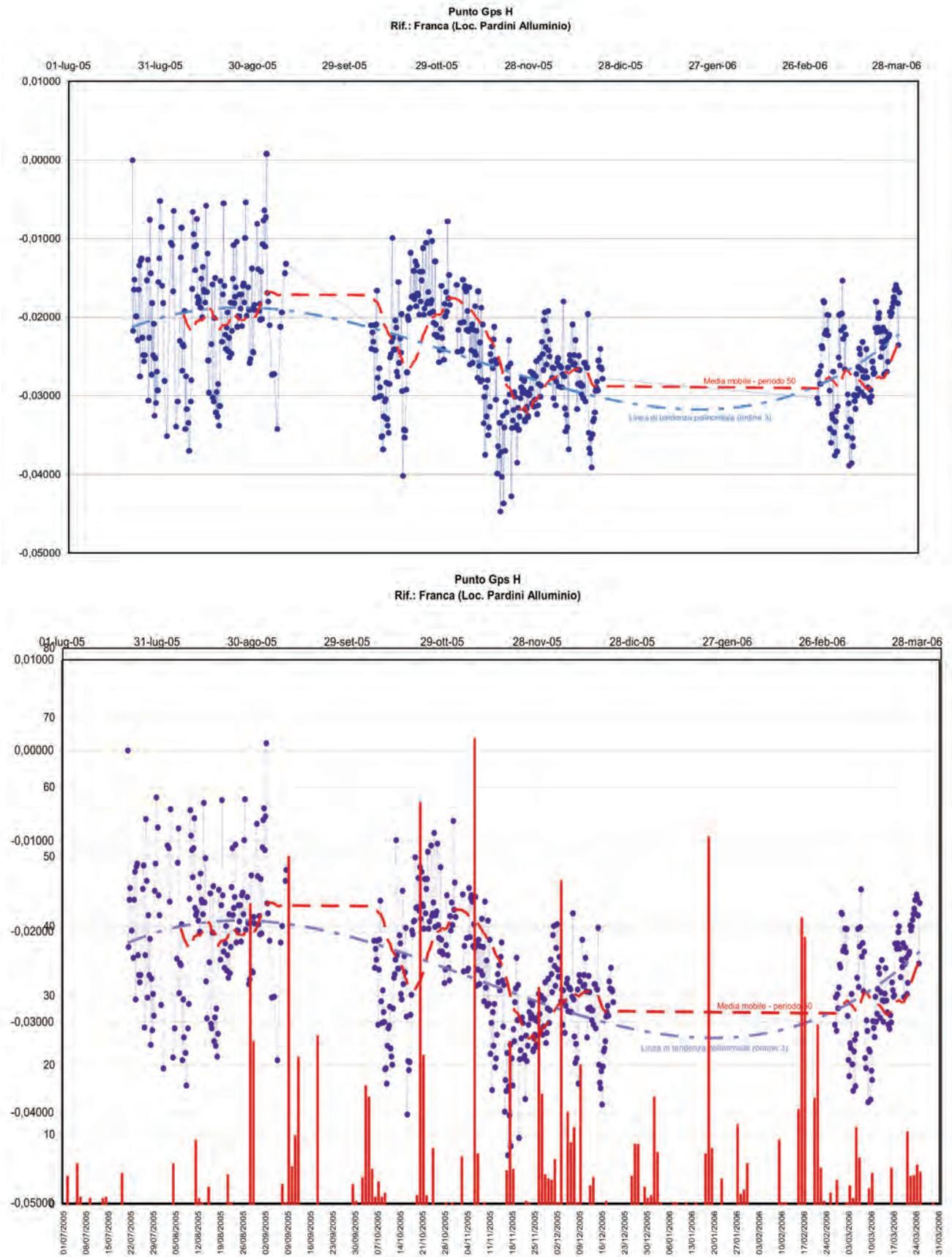


Fig. 69 - Grafici di sintesi dei dati dopo un periodo di piogge intense.
- *Synthesis graphics after main rains period.*

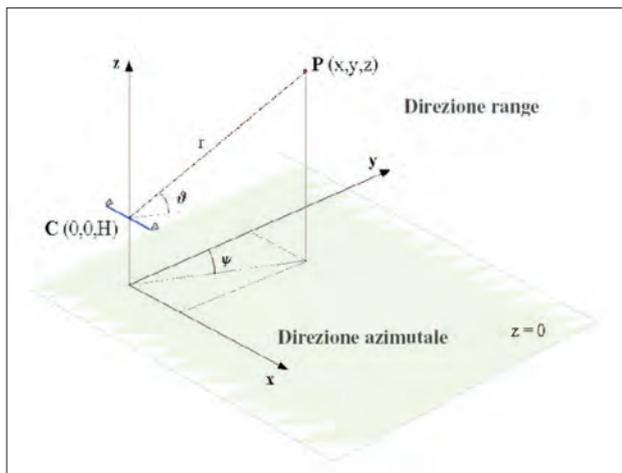


Fig. 70 - Configurazione di misura del sistema GBInSAR LiSA.
- GBInSAR LiSA system.

Lo schema in figura 70 mostra la configurazione di misura del sistema GBInSAR LiSA.

La posizione di ciascun punto P dell'oggetto osservato è data nell'immagine SAR in termini delle coordinate di azimut e range. La direzione di azimut x è individuata dalla direzione di movimento del sistema GBInSAR LiSA mentre quella di *ground-range* y dalla direzione ortogonale ad x contenuta nel piano $z=0$. La direzione di range r è invece data dalla congiungente il punto P osservato con il centro del binario.

Uno dei vantaggi dell'utilizzazione di un sistema a terra è la possibilità di ottenere un grande numero di immagini e di definire con flessibilità l'intervallo temporale fra acquisizioni successive. Tale fatto, oltre a garantire un'ottimale copertura temporale del fenomeno in esame consente di applicare in modo più efficace alcuni passaggi del trattamento dei dati volti a migliorare il prodotto finale. In primo luogo, avendo a disposizione molte immagini acquisite con intervallo temporale inferiore a quello minimo necessario alla copertura del fenomeno in esame, esse possono essere mediate in modo opportuno in modo da eliminare effetti indesiderati, dovuti ad esempio ad oggetti con caratteristiche non stabili (veicoli in movimento, vegetazione, etc. etc.), migliorando il rapporto segnale-rumore dell'immagine finale e la qualità delle misure.

La distribuzione continua dell'informazione ottenuta da tale sensore, essendo di carattere spaziale, migliora e semplifica l'interpretazione dell'evoluzione del fenomeno osservato, fornendo una visione globale della deformazione in atto.

Nel caso specifico di Camaiore, il sistema GBInSAR LiSA farà parte integrante del sistema di monitoraggio progettato, permettendo il con-

trollo continuo delle deformazioni del suolo. Infatti nelle aree ritenute più fragili si temono cedimenti delle strutture e degli edifici esistenti, con deformazioni iniziali del suolo comprese tra qualche millimetro ed il centimetro. La LiSALab srl ha sviluppato e prodotto sulla base dei sistemi GBInSAR LiSA *standard* una versione specifica per la particolare applicazione a Camaiore. È infatti fondamentale sottolineare che l'eventuale deformazione del suolo, con progressiva evoluzione dei cedimenti, rappresenta il precursore principale dell'innescarsi di un fenomeno di crollo profondo.

Il sistema GBInSAR LiSA nella specifica applicazione osserva un'area contenuta all'interno di una regione che si estende da 500m a 2500m in direzione range e tra i -1000m e 1000m in direzione azimut, rispetto al sistema di coordinate, con un'acquisizione di una singola immagine grezza ogni 12,4 minuti.

Una volta acquisite le immagini grezze dal sensore, esse vengono elaborate da appositi pacchetti *software* per produrre le immagini SAR, calcolare gli interferogrammi ed ottenere, infine, le mappe di deformazione relative all'area osservata.

Il punto di installazione del sistema GBInSAR LiSA è stato scelto tenendo presente tutti gli aspetti caratteristici del fenomeno dei "sinkhole" da analizzare insieme alle caratteristiche tipiche delle misure effettuate. Conseguentemente si è scelta come postazione migliore in cui posizionare il sistema il punto lungo la strada che porta da Camaiore a Greppolungo posto a circa 285m sul livello del mare e sovrastante la località Ghiaie. In questo modo il sistema GBInSAR LiSA viene posto a circa 250 m di altezza rispetto alla piana su cui sorge Camaiore e dista in linea d'aria circa 1175 m dal luogo in cui è apparso il "sinkhole" del 1995 e circa 1335 m dal centro di Camaiore. In questo punto il Comune ha costruito un fabbricato elevato a due piani fuori terra ove è stato installato il sistema GBInSAR LiSA, che attraverso una finestra affacciata sulla piana di Camaiore osserva il territorio comunale ed in particolare le zone della conca valliva individuate a maggiore rischio "sinkhole". Le seguenti immagini, figura 71 e 72, mostrano il fabbricato che ospita la postazione di misura del sistema GBInSAR LiSA e la sua posizione sulla piana.

Alla fine di gennaio 2007 è stata completata l'installazione definitiva del sistema GBInSAR LiSA e la messa in funzione della strumentazione.

Inizialmente, a causa della mancanza della linea di trasmissione dati non è stato possibile configurare il sistema per il controllo remoto.

Dal 19 Febbraio 2007, invece, il sistema è online attraverso un'apposita VPN (*virtual private network*) e trasmette i dati raccolti in continuo alla sede LiSALab.



Fig. 71 - A sinistra, vista esterna del fabbricato che contiene il sistema GBInSAR LiSA, a destra, vista frontale della finestra che si affaccia sulla piana di Camaiore e da cui il sistema esegue le misure.

- On the left view of the building with GBInSAR LiSA system, on the right, view of the window on the Camaiore plain where the system executes the measures.

I dati raccolti vengono così elaborati in sede, analizzati e i risultati sono comunicati ai tecnici Comunali.

Dopo le operazioni di installazione, configurazione ed ottimizzazione dei parametri di misura il sistema GBInSAR LiSA è stato in grado di generare la seguente immagine radar in potenza mediata a 8 ore, figura 73.

L'immagine SAR in potenza mostra la mappa dell'energia riflessa dagli oggetti presenti nella scena osservata relativizzata al massimo segnale riflesso misurato. I valori sono adimensionali ed espressi in scala logaritmica (dB).

Le regioni gialle sono quelle che riflettono meglio le onde elettromagnetiche, mentre quelle blu sono le regioni che presentano una riflettività minore a causa della geometria dello scenario stesso o a causa del materiale di cui sono composte.

Da tali immagini risulta chiara la corrispondenza tra le strutture antropiche presenti nello scenario di misura che rispondono molto bene alle onde elettromagnetiche e la loro rappresentazione "radar".

In particolar modo sono evidenti i contorni degli stessi, come ad esempio accade per le case, i muri di contenimento delle strade, le strade stesse, le recinzioni etc.

Dal confronto tra l'immagine SAR in potenza e quella ottica dello scenario osservato dal sistema GBInSAR LiSA, ne risulta che gran parte del territorio comunale di Camaiore è chiaramente visibile ed identificabile nelle sue dimensioni esterne. Inoltre si possono distinguere facilmente le strutture antropiche e le strade presenti.

Grazie ad un modello di elevazione digitale (DEM) dello scenario osservato dal sistema GBInSAR LiSA, si possono recuperare le distorsioni geometriche presenti all'interno delle immagini

ni SAR planari e si possono produrre delle immagini SAR in potenza tridimensionali georeferenziate.

Le figure 73 e 74, infatti, riportano su di una ripresa aerea del comune (tratta da *Google Earth*) l'estensione dell'area osservata dal sistema GBInSAR e la corrispondente immagine in potenza georeferenzata. La croce bianca nella parte alta delle immagini indica il punto di installazione del sistema.

Avendo a disposizione una sequenza di immagini SAR dal confronto incrociato di diverse copie di immagini è possibile ottenere i rispettivi interferogrammi.

Le mappe di deformazione a loro volta sono derivate dagli interferogrammi sostituendo, in questi ultimi le differenze di fase e il rispettivo valore degli spostamenti in millimetri.

Tali mappe vengono lette utilizzando la barra colorata posta sul fianco sinistro, che associa ad



Fig. 72 - Panoramica della postazione interferometrica sulla piana (immagine tratta da TerraFlyer - Regione Toscana).

- View of the interferometric emplacement in the Camaiore plain (from TerraFlyer - Toscana Region).

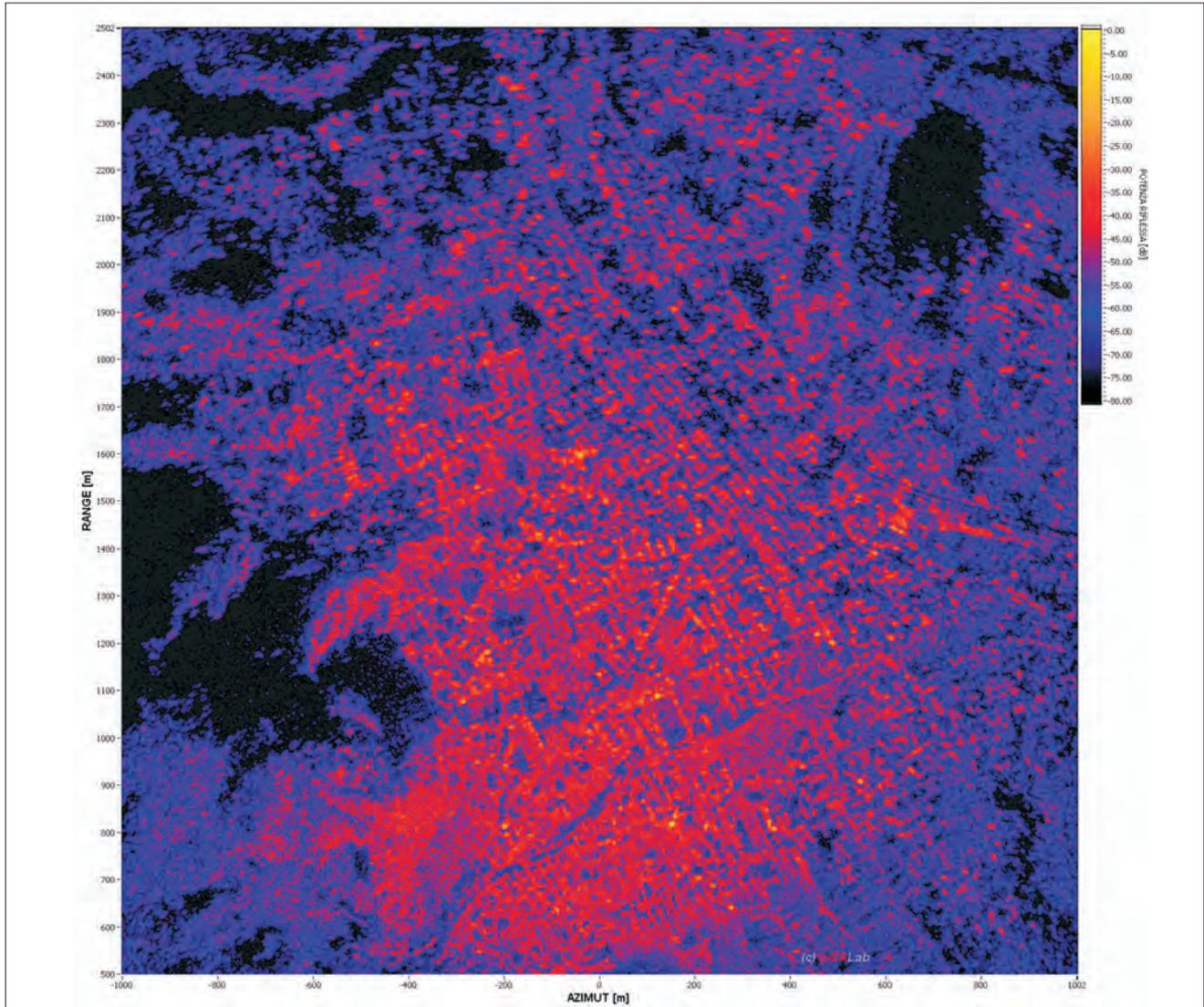
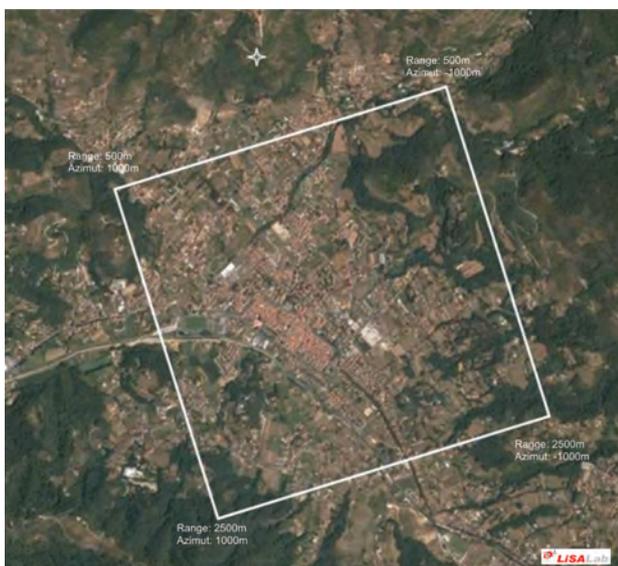


Fig. 73 - Immagine SAR in potenza del comune di Camaiore, vista dal sistema GBInSAR LiSA attraverso il suo sistema di coordinate interno range - azimut.
- SAR picture of Camaiore district; view from GBInSAR LiSA system between coordinate (range-azimut) system.



colorata posta sul fianco sinistro, che associa ad ogni colore un valore di spostamento; valori positivi indicano spostamenti in allontanamento dal sistema (nel caso di movimenti verticali equivalgono a sprofondamenti) mentre, al contrario, valori negativi indicano spostamenti in avvicinamento (nel caso di movimenti verticali equivalgono a innalzamenti). Nella scala utilizzata il colore rosso indica spostamenti nulli (zone ferme o stabili nell'intervallo di misura considerato)

Fig. 74 - Ripresa aerea del Comune di Camaiore (tratta da Google Earth), il quadrato bianco racchiude l'area osservabile dal sistema GBInSAR LiSA e la croce bianca indica il punto di installazione dello stesso. I numeri agli angoli del quadrato bianco indicano in coordinate interne del sistema GBInSAR LiSA le rispettive posizioni dell'immagine radar.

- Ortopoto of Camaiore district (from Google Earth); the white square shows the GBInSAR area; the white cross shows the installation point. The number on the angles of the square are the GBInSAR system coordinate.

Si ricorda che tutti i risultati presentati riportano la misura degli spostamenti lungo la direzione di osservazione (LOS) ossia la direzione che si ottiene congiungendo il sistema al particolare punto osservato.

Il sistema GBInSAR LiSA fino al mese di Maggio 2007 sarà nella fase di valutazione e messa a punto iniziale affinché si possa definire, assieme ai tecnici comunali ed il gruppo di lavoro coinvolto nel progetto, la configurazione finale e le procedure operative di funzionamento.

Di seguito, figure 75, 76, vengono presentati i

primi risultati ottenuti da immagini mediate a 24 ore a copertura di intervalli crescenti di 4, 9, 14 e 20 giorni dal 1 Febbraio 2007 al 20 Febbraio 2007.

In tutte le mappe di spostamento non si riscontrano movimenti generalizzati riconducibili a fenomeni tipo *sinkhole*.

In figura 77 sono invece riportati, a titolo di esempio, le deformazioni misurate in un intervallo di quattro ore processate su DEM e georeferenziate, in quest'ultimo caso è molto facile trovare una corrispondenza immediata tra punto osservato dal sistema GBInSAR LiSA e *pixel* del-

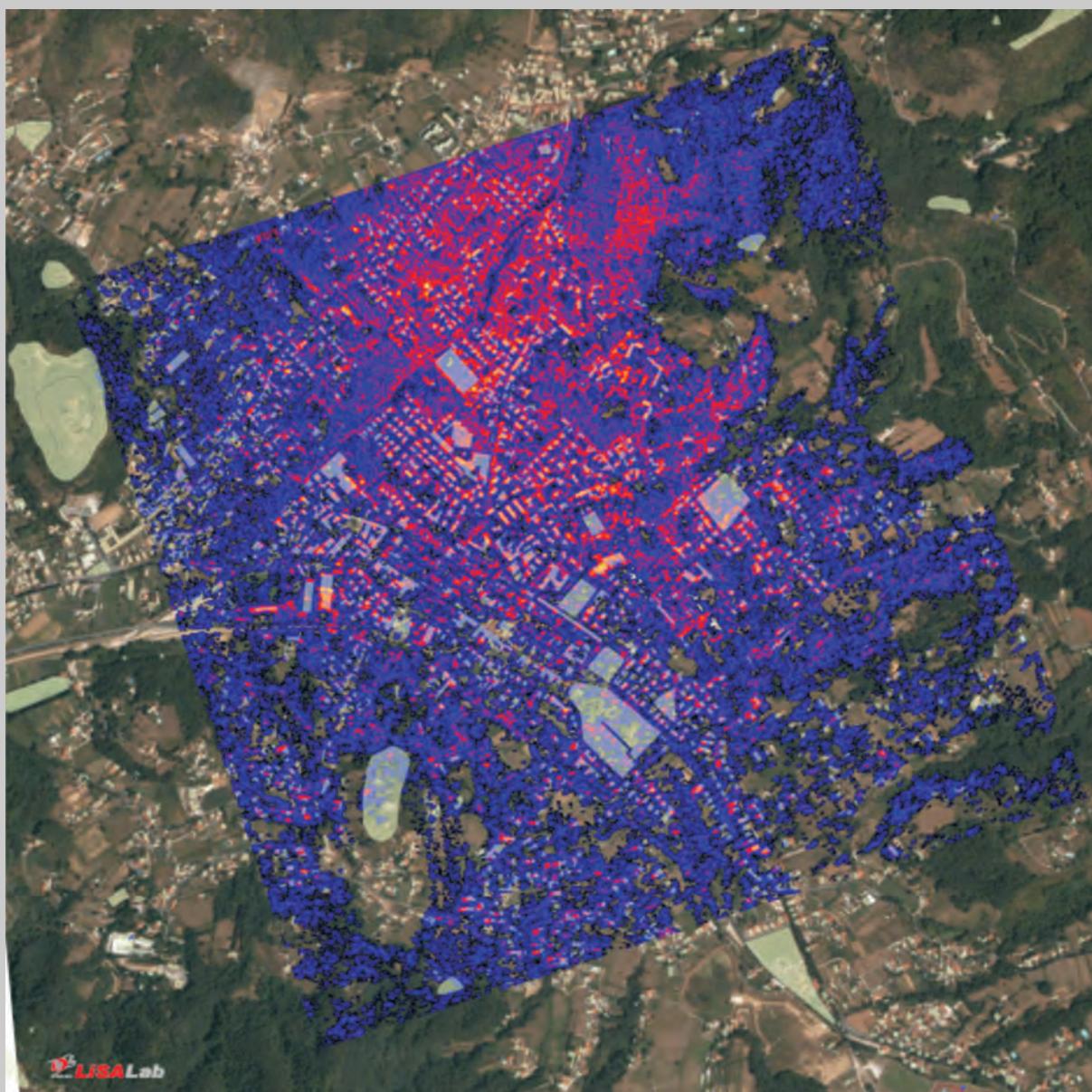


Fig. 75 - Ortofoto del Comune di Camaiore con sovrimposta l'immagine in potenza SAR e le sagome delle aree antropizzate.
- Ortophoto of Camaiore district with SAR pictures and anthropic areas.

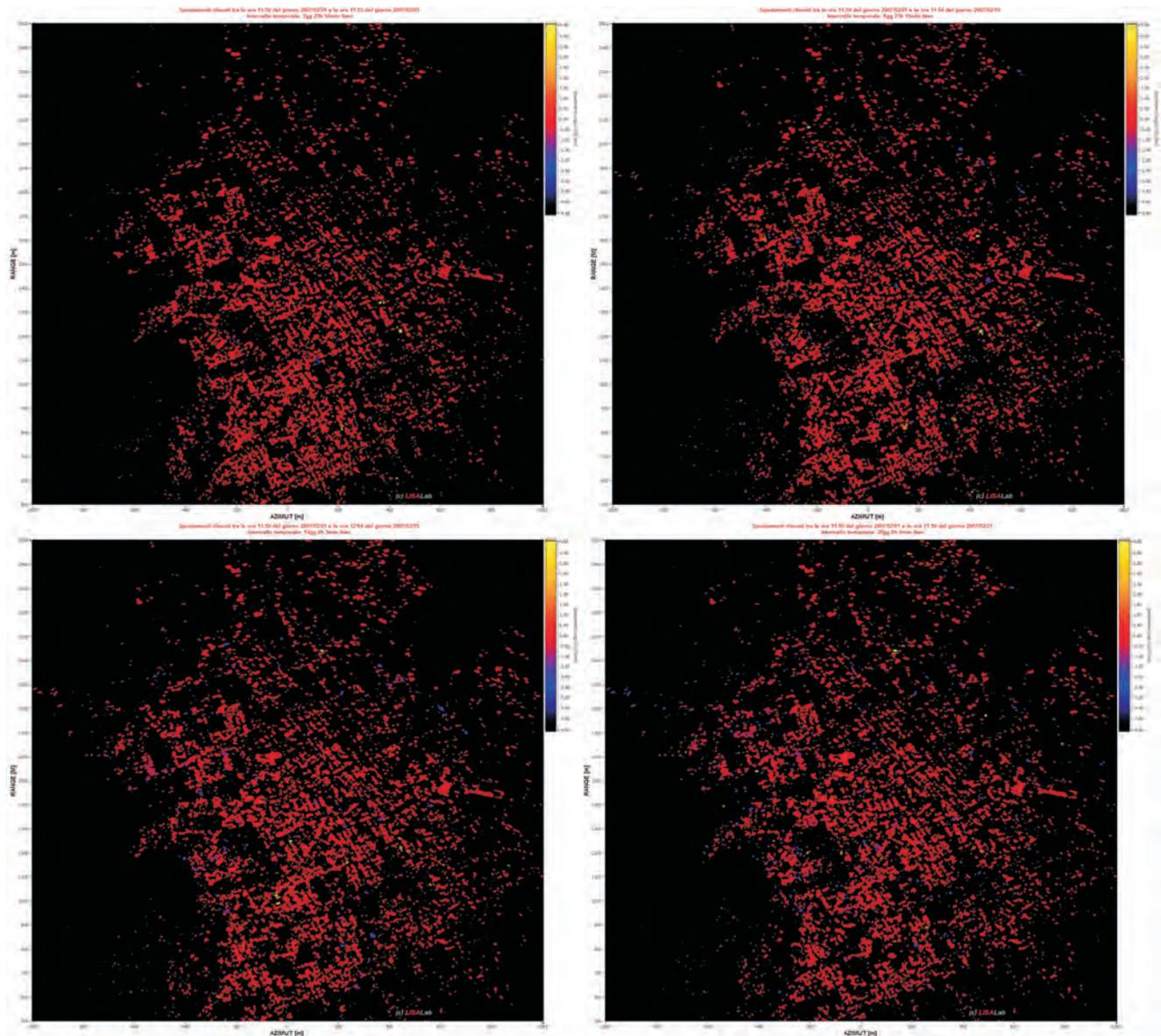


Fig. 76 - Mappe di deformazione del Comune di Camaiore ottenute da immagini mediate a 24 ore e per intervalli crescenti (da sinistra a destra dall'alto al basso) di 4, 9, 14 e 20 giorni dal 01 Febbraio 2007 al 21 Febbraio 2007.

- Deformation maps of the Camaiore district realised from medial pictures at 24 hours and for growing interval of 4, 9, 14, and 20 days from 01 February at 21 February 2007.

8.3. - VALUTAZIONI SUL MONITORAGGIO ESEGUITO

I rilievi ad oggi effettuati non hanno fatto rilevare particolari situazioni di interesse. Questo anche perché non si sono manifestati, negli ultimi due anni, ovvero da quando il monitoraggio è attivo, fenomeni climatici (siccità o precipitazioni parossistiche) tali da alterare l'equilibrio idrogeologico della piana camaiorese. Né si è registrata attività sismica particolare.

Alla luce del fatto che, da un esame delle immagini da satellite elaborate da TRE, le prime micro-deformazioni del suolo in occasione del

crollo del 1995 a Camaiore sono iniziate circa 6 mesi prima dell'evento, il *remote monitoring* appare l'unica attuale risorsa atta ad individuare i precursori del fenomeno.

Se in effetti si dovesse riconoscere un *trend* evolutivo "monoclinale" delle letture alle strumentazioni, ovvero nel caso in cui si dovesse riconoscere una tendenza costante e progressiva della deformazione del suolo, si andrebbe immediatamente all'incremento della frequenza di letture interferometriche e, se la tendenza dovesse essere confermata, scatterebbe nelle 12 ore l'allerta ed eventualmente la messa in atto del Piano di Protezione Civile comunale.

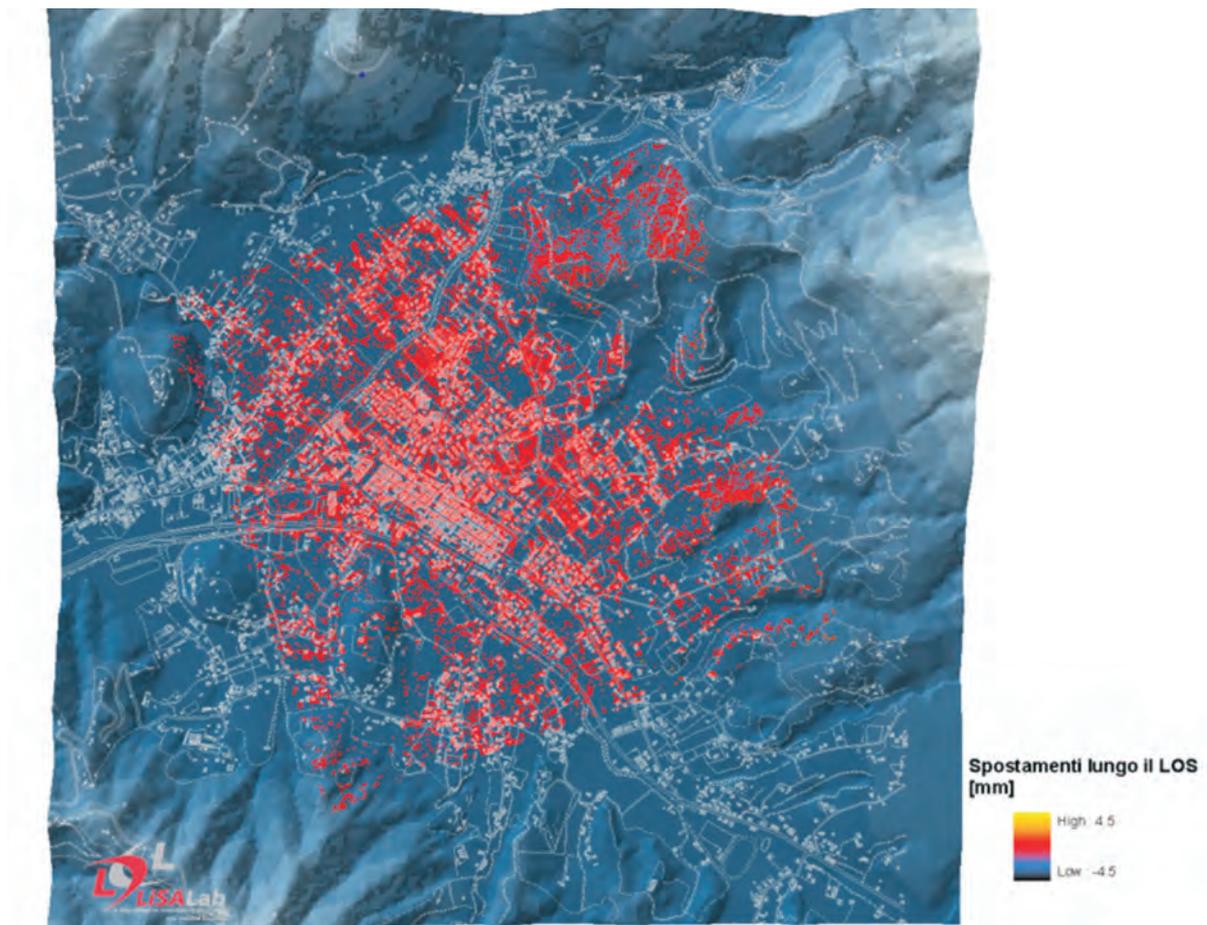
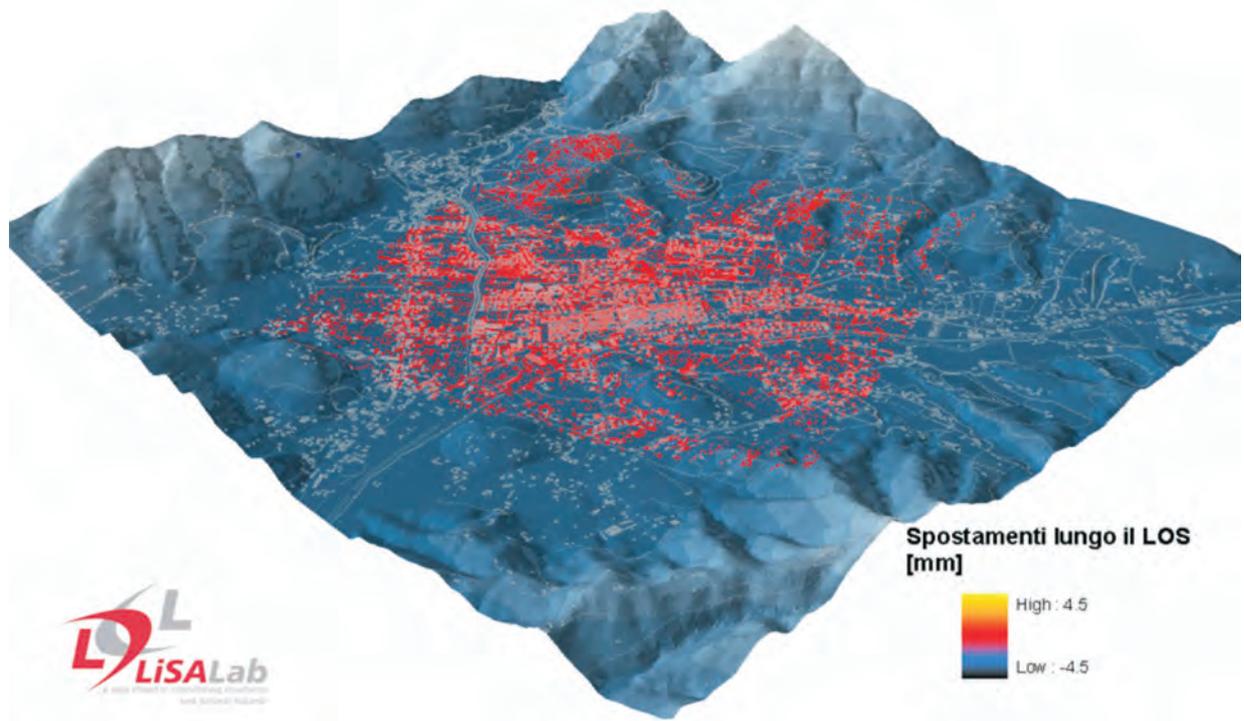


Fig. 77 - Mappa di deformazione del Comune di Camaiore per un intervallo di quattro ore ottenuta da due immagini mediate ed elaborate su DEM.
In alto vista prospettica, in basso vista in pianta.

- Deformation map of Camaiore district for an break of four hours realized from two pictures an elaborated on DEM. On the top prospective view, on the bottom view in plant.

8.4. - ANALISI E CONSIDERAZIONI

L'analisi integrata dei dati strutturali, geognostici, sismici, idrogeologici, geochimici, geoelettrici e gravimetrici raccolti nel corso delle varie fasi di indagine condotte nel sottosuolo della "conca" di Camaiore dall'ottobre 1995 ad oggi, fa osservare una convergenza di indizi relativi ad anomalie più o meno profonde, tale da far ipotizzare il concentrazione delle anomalie stesse nella zona compresa tra il T. Lombricese a NO, la Via Gusceri a NE ed il centro storico di Camaiore a S e SO. Si è avvalorata l'ipotesi riguardo alla presenza di zone profonde, nel substrato roccioso, con anomalie elettriche evidenti, attribuibili ad una maggiore percentuale di indice dei vuoti nel carbonatico e quindi probabilmente connesse con cavità o grosse fratture riempite con materiale fine, saturo. Il numero elevato e la loro distribuzione in zona urbanizzata indicano una situazione a rischio per quanto concerne la

possibilità d'innesco di *sinkholes* profondi. Le conclusioni delle campagne gravimetriche effettuate sulla parte urbanizzata di piana riconosciuta a maggiore rischio, confermano la situazione sopra indicata ed anzi sono state individuate alcune zone nelle quali le anomalie gravimetriche (equivalenti a zone di basso o bassissimo addensamento) appaiono localizzate anche nell'ambito della copertura alluvionale, entro i primi 60 metri di profondità. C'è quindi una notevole corrispondenza areale tra le anomalie elettriche individuate e le anomalie gravimetriche misurate; addirittura si osserva la sovrapposizione quasi perfetta delle anomalie rilevate distintamente con i due metodi geofisici, sia per quanto concerne quelle profonde che quelle superficiali. La figura 78 di pagina successiva mette in evidenza la sovrapposizione delle varie anomalie con le principali lineazioni rilevate da foto aeree e da satellite.

La sintesi dei dati di campagna, confrontata

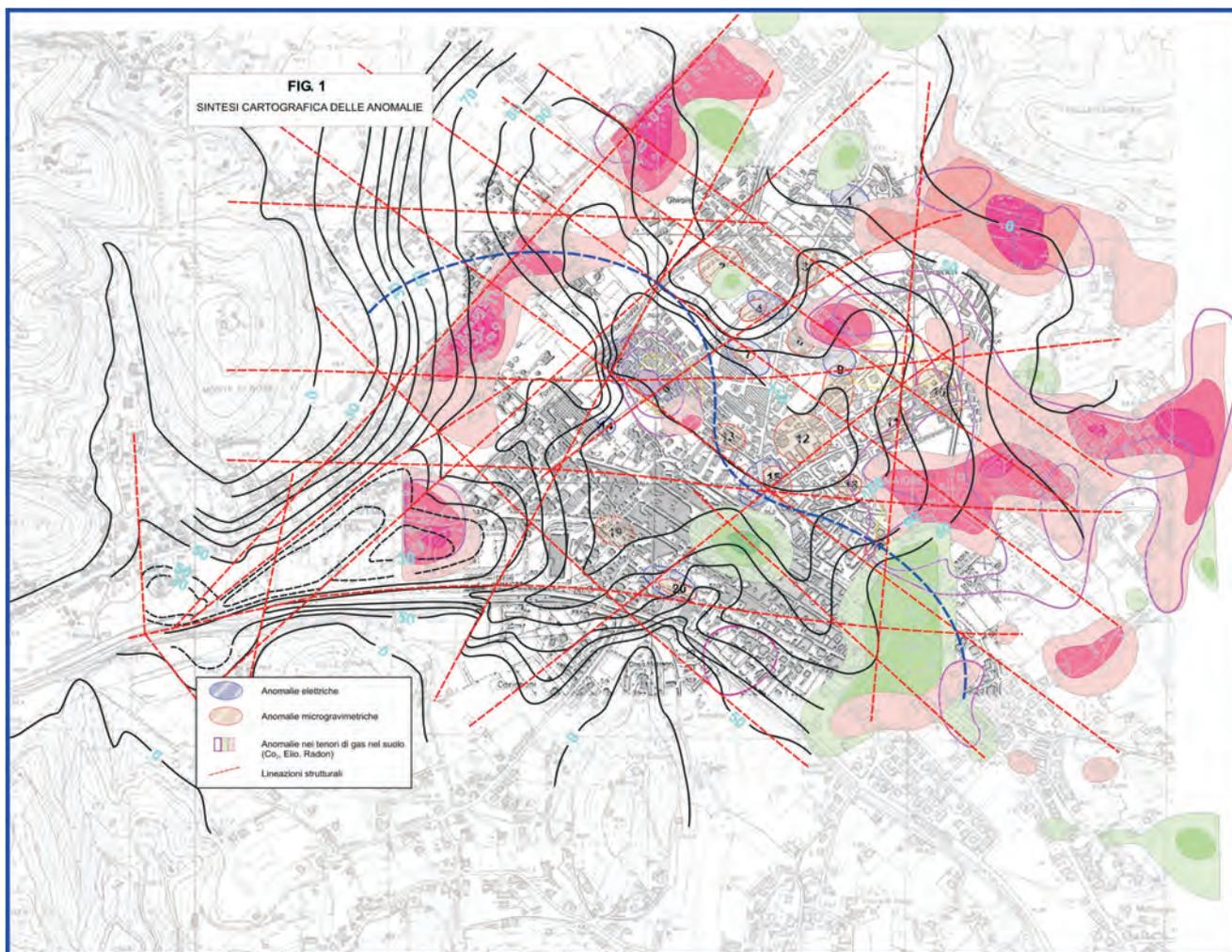


Fig. 78 - Sintesi cartografica delle varie anomalie rilevate, confrontate con il modello del *bedrock* e le principali lineazioni strutturali.
- Cartographical Synthesis of some anomalies, comparison with the bed-rock model, and principal tectonic lineations.

con il quadro delle varie misurazioni eseguite, mette in evidenza che anche la piezometria gioca un ruolo fondamentale nell'equilibrio della zona di per sé fisiologicamente fragile per motivi litologici e, soprattutto, tettonico-strutturali. In particolare, nelle zone di intersezione delle principali lineazioni, in corrispondenza delle quali potrebbero peraltro svilupparsi cavità, avvengono le restituzioni più importanti di acqua in pressione durante la ricarica (fig. 78). Le *colonne* di acqua risalenti da queste cavità o fratture in fase di ricarica possono generare pressioni di alcune decine di atmosfere. I prismi di terreni sedimentari posti sulla verticale di queste zone di risalita sono stressati dai forti sbalzi di pressione verticale cui sono soggetti nel corso dell'alternarsi di ricarica e svaso. In queste fasi di intense variazioni di pressioni idrauliche, giocano un ruolo fondamentale anche i gas endogeni, sia come *motori* che come agenti influenti sugli equilibri chimici delle acque. Un ulteriore elemento importante è rappresentato dalla presenza di orizzonti confinanti (nel breve periodo) che contribuiscono a rallentare il riassetto degli equilibri delle pressioni nelle diverse falde. Appare quindi evidente che il fenomeno di dissesto in esame e, più in generale, i dissesti manifestatisi con questa tipologia, di recente anche in altre aree, sono favoriti anche dagli squilibri idraulici e idrochimici che si innescano all'interno del sistema acquifero delle falde in pressione anche, e forse soprattutto per il caso in esame, nei momenti di intensa ricarica delle falde stesse.

In sintesi, questi squilibri, prodotti da cause naturali, destabilizzano punti intensamente fratturati o carsizzati del substrato carbonatico e/o del sovrastante materasso alluvionale resi particolarmente fragili dalla persistenza nel tempo di una serie di fattori naturali negativi. Tali fattori, che giocano il ruolo primario sul fenomeno, possono essere quindi riconosciuti nella particolare geometria del sistema acquifero confinato della conca camaiorese, e nella elevata concentrazione di acido carbonico di origine endogena circolante in soluzione nelle acque delle falde in pressione che rende particolarmente attiva la dissoluzione carsica nei punti del substrato carbonatico già indeboliti dalla fratturazione tettonica. Anche se allo stato attuale non è possibile stabilire con univoca certezza se le cavità nelle alluvioni sono sempre correlate o meno a cedimenti di cavità del substrato carbonatico sottostante, appare comunque chiaro che le sovrappressioni idrauliche che si originano nell'ambiente confinato delle falde inferiori in particolari momenti del ciclo idrologico, possono diventare il "propulsore" che nel tempo crea i vuoti in seno al materasso alluvionale e quello che, in particolari

momenti e simultaneamente con altre concause, può dar origine ai dissesti. Non deve essere tuttavia trascurata l'influenza del prelievo acquedottistico in loc. Frati nei momenti di minima ricarica e di massima utenza di acque sotterranee (luglio-agosto), periodo in cui potrebbero essere intaccate eccessivamente le riserve permanenti, con innesco di possibili fenomeni di squilibrio nelle pressioni e, probabilmente, nell'idrochimismo delle acque.

In occasione di periodi particolarmente siccitosi come quello registratosi tra gennaio e ottobre 2003, se la piezometria dovesse raggiungere minimi al di sotto delle normali oscillazioni stagionali per tempi ragionevolmente lunghi, data la presenza di terreni poco addensati e compressibili, potrebbero innescarsi fenomeni di subsidenza.

A fronte di tutto quanto esposto, appare chiaro che i fattori che concorrono al disequilibrio del sistema sono molteplici e notevolmente complesso appare il processo con cui evolvono i potenziali *sinkholes*.

Fermo restando il fatto che appare ancora improbabile un intervento strutturale di messa in sicurezza dei suoli e delle aree edificate a pericolosità elevata, come già detto, per mitigare il rischio di crolli nel sottosuolo di Camaiore occorre agire sul fronte della prevenzione e cioè sul monitoraggio in funzione di allerta nelle aree in cui si sono individuate le potenziali anomalie nel sottosuolo con le recenti indagini geofisiche.

Nel caso in oggetto, l'ipotesi del monitoraggio in continuo è la sola risorsa che possa consentire la predisposizione di piani di sicurezza a tutela dell'incolumità pubblica nei confronti del ripetersi di un evento simile.

Per questo è stato avviato un progetto che prevede il controllo degli elementi che caratterizzano l'evolvere di un *sinkhole* ed in particolare dei precursori del fenomeno.

I più manifesti tra i vari precursori appaiono le micro-deformazioni del suolo, per cui il sistema integrato è composto da una rete locale di postazioni GPS per il controllo in continuo delle micro-deformazioni morfologiche di punti significativi, e da un interferometro SAR (radar ad apertura sintetica) mobile, a lettura continua e produzione di informazioni in tempo reale immediatamente utilizzabili per l'interpretazione del fenomeno (sistema LiSA[®]).

Il controllo delle acque sotterranee avviene attraverso piezometri in cui sono stati installati trasduttori di pressione per il monitoraggio in continuo delle variazioni del livello di falda e sonde multi-parametriche per l'analisi di parametri chimico-fisici significativi delle acque, tra le quali riveste particolare importanza la CO₂.

Il sistema è attualmente implementato con il controllo del sottosuolo attraverso l'osservazione di 3

centraline di rilevazione di segnali sismici per individuare la zona di origine dell'eventuale fonte di "rumore". Il sistema integrato di monitoraggio in futuro dovrebbe essere completato con l'installazione di rilevatori di deformazioni profonde con sensori inclinometrici a diverse profondità; la realizzazione di una stazione di monitoraggio per la misura in continuo delle concentrazioni di alcune specie gassose di origine endogena significative per lo studio del fenomeno; l'esecuzione di misure micro-gravimetriche effettuate periodicamente su una serie di punti significativi e rilevamento di micro-anomalie attraverso la lettura multipla dei capisaldi prescelti.

9. - ALTRE AREE SUSCETTIBILI AI FENOMENI DI SINKHOLES IN TOSCANA

Tra le aree suscettibili ai fenomeni di sprofondamento ancora in fase di studio si menziona l'area di Gavorrano. L'area di Gavorrano è ubicata nelle colline metallifere, nella Toscana meridionale a pochi chilometri dal golfo di Follonica.

Presso bagni di Gavorrano è stato individuato un lago non segnalato nelle carte. Il lago di origine recente naturale, subisce variazioni stagionali di livello, presenta diametro di circa 40 e profondità di 1,5 m la data di origine non è accertata ma precedente agli anni sessanta (fig. 79).

In Toscana settentrionale (LU) nell'area compresa tra gli abitati di Montramito e Massarosa viene segnalato un piccolo lago la cui origine avvenuta in epoca medioevale si fa risalire ad un evento di sprofondamento.

10. - CONCLUSIONI

Il territorio della Regione Toscana è caratterizzato da rilievi montuosi e prevalentemente collinari costituiti da successioni litologiche estremamente differenti. I rilievi scolpiti in litologie calcaree sono prevalentemente rappresentati dalla formazione, triassica, del Calcarea cavernoso.

Le aree carsiche sono particolarmente ricche di forme epigee con formazione di doline a imbuto. Episodi di sprofondamento in aree di pianura sono venuti alla ribalta negli ultimi anni, con i fenomeni di Camaiore (1995) e Bottegone (1999) (REGIONE TOSCANA, 2002; APAT, 2004).

I *sinkholes* in Toscana si verificano in depressioni tettono-carsiche intramontane, e in pianure costiere colmate da depositi terrigeni continentali o marini il cui substrato è generalmente costituito da Calcarea cavernoso.

Il Calcarea cavernoso è una breccia calcarea

derivata principalmente dall'alterazione ed elaborazione superficiale di breccie cataclastiche ad esso sono associate lenti di gesso, e pertanto particolarmente solubile.

Il carsismo del Calcarea cavernoso è molto sviluppato, con forme epigee ed ipogee di grandi dimensioni. Inoltre visibile testimonianza è la presenza di grandi depressioni tettono-carsiche. All'interno della formazione si sviluppa una circolazione idrica termo-minerale.

La profondità a cui è stato rinvenuto il Calcarea cavernoso è variabile da alcune decine di metri a più di 200 m (Bottegone).

Pertanto nella regione possono distinguersi tipologie differenti di sprofondamento in relazione al contesto geologico.

I fenomeni più superficiali si originano in piccole depressioni intracollinari al di sopra di una copertura di modesto spessore di terre rosse.

Altri fenomeni si verificano in pianure colmate da litologie impermeabili rappresentate prevalentemente da argilloscisti a galesti e palombini con spessori stimati di 50-70 m, sovrapposte al Calcarea cavernoso. Fenomenologie frequenti sono invece quelle originate su sedimenti marini impermeabili o semipermeabili, plio-plestocenici, di spessore inferiore ai 50 m, sovrapposte al Calcarea cavernoso, tra questi fenomeni sono da ricondurre anche quelli originati in presenza di bancate di travertino (Val D'Elsa).

I fenomeni più peculiari sono invece quelli originati in conche intramontane o costiere su argille o limi con spessori elevati che possono raggiungere alcune centinaia di metri (Camaiore, Bottegone, Pra di Lama).

I *sinkholes* di questo tipo sembrano formarsi in corrispondenza di faglie probabilmente attive che interessano il substrato e la copertura mettendo in comunicazione i due mezzi. La presenza delle suddette faglie è stata spesso messa in evidenza da studi specifici da indagini geognostiche dirette e



Fig. 79 - Panoramica del Lago di Gavorrano.
- Gavorrano lake view.

indirette e da anomalie dei gas del suolo. Si è rilevata in questi casi la presenza di una falda confinata nel substrato carbonatico. Inoltre le acque presenti nel sottosuolo di molte aree della Toscana risultano mineralizzate e particolarmente aggressive nei confronti dei carbonati. La presenza di aree di sfruttamento di alcuni minerali nelle vicinanze di aree suscettibili ai fenomeni di *sinkhole* conferma la possibile presenza di solfati nelle acque.