

**CIRCOLAZIONE IDRICA SOTTERRANEA E FENOMENOLOGIE DI
COLLASSO IN ALCUNE AREE DELLA CAMPANIA**

Dr. Filippo Casillo

Tutor: Dr. Paolo Maria Guarino

INDICE

Riassunto

Abstract

Premessa

Introduzione

1. I sinkholes

1.1 Modelli genetici e classificazione

1.2 I fenomeni di annegamento

2. Circolazione idrica sotterranea e fenomenologie di collasso in alcune aree della

Campania: Metodologia e casi di studio

2.1 Sarno: Inquadramento geologico e geomorfologico

2.1.1 Cenni sul carsismo

2.1.2 Idrogeologia

2.1.3 Storia sismica dell'area

2.1.4 Sprofondamenti

2.2 Il Lago di Cessuta: Inquadramento geologico e geomorfologico

2.2.1 Idrogeologia

2.2.2 Storia sismica dell'area

2.2.3 Piana di Magorno ed il Lago di Cessuta

3. Conclusioni

4. Bibliografia

Allegato 1 – Cartografia antica e recente reperita per le aree di studio

- SARNO

- LAGO DI CESSUTA

Riassunto

Tra i fenomeni di subsidenza catastrofica che hanno maggiore influenza sull'assetto del territorio e sulla salvaguardia delle infrastrutture ed attività umane un ruolo importante è quello rivestito dai "sinkholes".

Il termine sinkhole (che tradotto letteralmente significa "buco sprofondato"), introdotto per la prima volta da Fairbridge (1968) per indicare una depressione di forma sub-circolare dovuta al crollo di piccole cavità carsiche sotterranee è stato successivamente oggetto di reinterpretazioni ed ampliamenti andando ad indicare fenomeni carsici di dissoluzione, collasso, dolina di crollo, dolina alluvionale, dolina di subsidenza in roccia. Attualmente negli Stati Uniti ed in Gran Bretagna il termine sinkhole viene usato per indicare genericamente cavità nel terreno di forma non necessariamente sub-circolare, apertasi nel terreno per cause antropiche o per motivi diversi (in APAT – ATTI del 1° Seminario *"Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio"* Roma 20-21 maggio 2004).

In Italia il termine sinkhole è stato introdotto, a partire dagli anni novanta, (Faccenna et alii, 1993; Brunamonte et alii, 1994; Nolasco, 1998; Ciotoli et alii, 1998, 2000 e molti altri) per indicare un tipo particolare di sprofondamento, con forma sub-circolare, ma di genesi incerta. A grandi linee si possono dividere in due gruppi: quelli associati a substrati chiaramente carsificabili e quelli che si formano in materiali apparentemente non soggetti direttamente a dissoluzione carsica. In questo secondo caso a volte si sono identificati materiali carsificabili in profondità, che potrebbero essere all'origine dei fenomeni di collasso, in altri casi si devono ipotizzare meccanismi più complessi per la genesi delle cavità. In generale i sinkholes sono caratterizzati da formazione repentina e dalla presenza di acqua nel loro interno. Sovente vi sono apporti di fluidi (liquidi e gas) altamente mineralizzati e talvolta geotermici. Da un punto di vista strutturale i sinkholes sono spesso associati a lineamenti tettonici di importanza locale e regionale, talvolta in aree al confine di dorsali carbonatiche.

I casi di studio presentati in questo lavoro sono rappresentativi di due situazioni caratterizzate da diverse litologie coinvolte e da un diverso assetto geologico, strutturale ed idrogeologico. Nello specifico, sono state studiate due aree dell'Appennino Campano-Lucano: la Piana di Sarno (SA) ed il Lago di Cessuta (SA), nel settore meridionale dei Monti della Maddalena.

La metodologia di studio è consistita in più fasi di ricerca. La prima fase è consistita nella raccolta di materiale bibliografico finalizzata ad un inquadramento delle aree di studio dal punto di vista geologico-strutturale, geomorfologico ed idrogeologico.

Sono state inoltre reperite notizie e studi circa la sismicità delle aree di studio e dei fenomeni da essa indotti, in modo da valutare eventuali interazioni tra sisma e sprofondamenti.

Successivamente, si è proceduto alla ricerca, raccolta e analisi di documenti e cartografia storica, spesso arricchiti da leggende, che hanno permesso di analizzare le variazioni morfologiche degli sprofondamenti.

Sono stati svolti, successivamente rilievi e sopralluoghi, finalizzati ad effettuare osservazioni dirette, una documentazione fotografica, rilievi geologici speditivi e valutazione dei principali aspetti morfologici.

Infine, i dati raccolti sono stati analizzati allo scopo di fornire una ipotesi sui meccanismi genetici responsabili della formazione degli sprofondamenti.

Ovviamente il presente lavoro costituisce una prima fase di studio che richiederà ulteriori approfondimenti mirati alla conoscenza di dettaglio di una fenomenologia che da poco tempo viene adeguatamente tenuta in considerazione nella pianificazione e nella gestione del territorio.

Abstract

Sinkholes are one of the most severe form of catastrophic subsidence that could affect the environment and human activities. The word “sinkhole” is used, mainly by the American and English geologists, to indicate a surface depression. Usually the formation of a sinkhole is quick with a water body filling the void. We can have sinkholes on karst terrains and on deposits that are not a clear karst surface. In this case sometimes karst bedrock has been identified under the soil cover. In other situations, the origin of the subsidence is more complex. The water found in some sinkholes comes from a surface aquifer, rarely from the rain, or from a deep aquifer through one or more springs inside the sinkhole. Mineralized fluids rising through faults could mix with the karst aquifer. In this case there is a strong increasing of the chemical dissolution of soluble deposits (i.e. limestone, travertine). Sinkholes are related to regional and local tectonic displacements and are seldom close to carbonate ridges and outcrops. There is a complex nomenclature on the sinkhole’s phenomena with differences between the American and Italian terms. This is due to several causes that are at the origin of the collapses and the different structural, geological and hydrogeological setting of Italy and America. The cases studied are representative of several geological environments and are located in the Campania Region. In the specific one it has to do with two areas of the Appennino Campano-Lucano and precisely the area of Sarno (SA), on the oriental border of the “Piana Campana”, and the Lake of Cessuta situated inside the basin intramontana of the “Piana di Magorno”, in the southern sector of the Mountains of the Maddalena, near the inhabited area of Montesano on the Marcellana (SA). The aim of this study has been to discriminate the origin of the collapses through integrated multidisciplinary studies: historical researches, geological, morphological, hydrogeological and structural analyses, photo-interpretation, direct investigation of sinks. Following the data acquired by this research we can define some trends in the sinkhole genesis and flooding. This research is just the first step for a more comprehensive study on the sinkholes features and causes. Sinkholes are a very hazardous kind of catastrophic subsidence that could affect the environment.

Premessa

Negli ultimi anni, lo studio dei fenomeni di sprofondamento (sinkhole) ha ricevuto un forte impulso, motivato da un crescente interesse scientifico verso tali fenomeni, ma anche per effetto di un mutato atteggiamento dell'amministrazione pubblica, maggiormente sensibile all'importanza riconosciuta agli sprofondamenti, in conseguenza di eventi particolarmente rilevanti e/o gravi e del contributo e dello stimolo offerto dalle ricerche svolte dalla comunità scientifica.

L'APAT, per quanto di sua competenza, ha in corso un progetto denominato Sinkhole, dedicato allo studio dei fenomeni di sprofondamento, con particolare riguardo ai fenomeni i cui meccanismi genetici non coincidono con quelli noti in letteratura per le aree carsiche, ma che si verificano nelle aree di piana caratterizzate da elevati spessori dei terreni di copertura e processi di risalita di fluidi e conseguente erosione dal basso. A tali fenomeni è stato dato il nome di *piping sinkhole* (sprofondamento improvviso connesso alla risalita di fluidi e all'erosione dal basso). In tale contesto, lo studio approfondito di talune forme di paesaggio ha consentito la reinterpretazione della genesi di tali forme, attribuendole in alcuni casi – per la prima volta in letteratura - a fenomeni di sprofondamento.

Appare pertanto estremamente rilevante il contributo che può essere offerto dalla realizzazione di studi geologici s.l. di dettaglio, e, soprattutto nelle aree fortemente urbanizzate, dalla ricerca storico-archivistica e dal reperimento di antiche cronache di eventi catastrofici e antiche rappresentazioni cartografiche del territorio.

I risultati delle ricerche svolte con entusiasmo e interesse nel corso dello stage, realizzate seguendo l'approccio precedentemente descritto: rilievi sul terreno e ricerche storico-archivistiche, hanno condotto all'acquisizione di elementi molto interessanti che consentono di tracciare, sia pure in misura preliminare, la elevata suscettibilità a fenomeni di sprofondamento di un settore della piana di Sarno (Sa), in precedenza non conosciuto.

Diversamente, gli studi relativi alla Piana di Magorno (Sa) non consentono, allo stato attuale, la definizione di un meccanismo certo di formazione delle forme e degli invasi individuati e richiederanno, in futuro, la realizzazione di ulteriori indagini.

Introduzione

Uno dei fenomeni di subsidenza catastrofica di maggior impatto sulle infrastrutture ed attività umane è quello legato alla formazione dei sinkholes. I sinkholes sono delle voragini dal perimetro sub-circolare e dalla sezione verticale ad imbuto che si aprono in modo repentino con scarsi o nulli segnali premonitori.

In molti casi la subsidenza avviene su materiali di copertura che sovrastano, con spessori anche notevoli, bedrock carbonatici o comunque costituiti da litologie solubili. In diversi casi le cavità sono sede di affioramento della falda, superficiale o profonda, con formazione di laghetti di dimensioni varie, fenomeno noto con il termine di “annegamento” dei sinkholes (Nisio *et alii*, 2004, Caramanna *et alii*, 2004 in APAT – ATTI del 1° Seminario “*Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*” Roma 20-21 maggio 2004). Frequenti sono anche gli apporti di fluidi mineralizzati, in particolare di gas.

Vista la grande variabilità delle caratteristiche morfologiche e genetiche dei fenomeni carsici vi è una certa confusione terminologica relativamente a definire cosa sia esattamente un fenomeno di sinkhole. In Italia l’approccio scelto è di creare una nomenclatura che distingua chiaramente i fenomeni carsici s.s. (doline) dai sinkholes in senso stretto. Inoltre tale nomenclatura mira a distinguere i fenomeni non solo su base esclusivamente morfologica ma soprattutto genetica.

I meccanismi genetici alla base della formazione dei sinkholes, e del loro successivo “annegamento” non sono ancora completamente chiari in tutti i loro aspetti soprattutto nel caso di formazione del sinkhole su materiali apparentemente non interessati da fenomeni di carsismo. L’analisi delle problematiche connesse alla genesi dei sinkholes è stata effettuata mediante l’analisi di due diversi casi di studio significativi scelti in contesti geografici e geologici diversi. Di ogni caso studiato è stato fornito un breve inquadramento geologico ed idrogeologico generale seguito dalla raccolta di cartografia e documenti bibliografici storici al fine di poter meglio definire l’evoluzione spazio-temporale degli sprofondamenti. A questa prima fase di inquadramento e di raccolta dati è seguita quella delle indagini in sito effettuate mediante sopralluoghi, finalizzati ad effettuare osservazioni dirette, una documentazione fotografica, rilievi geologici speditivi e valutazione dei principali aspetti morfologici.

1. I Sinkholes

1.1 Modelli genetici e classificazione

Il termine “sinkhole” letteralmente “buco da sprofondamento”, è stato introdotto nella letteratura anglosassone inizialmente come sinonimo di dolina (Fairbridge 1968, Monroe, 1970; Jennings, 1985; White, 1988; Lowe & Waltham; 1995 Sharp 2000 ed altri in APAT – ATTI del 1° Seminario “*Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*” Roma 20-21 maggio 2004). Successivamente è stato impiegato per descrivere qualsiasi piccola depressione sul terreno, anche di origine antropica. In generale le classificazione attualmente in uso suddividono:

Sinkhole (o dolina) da dissoluzione.

Si originano in terreni carsificabili per dissoluzione chimica dei materiali ad opera delle acque circolanti. Hanno tempi di formazione variabili ma, in genere, lunghi.

Sinkhole (o dolina) da crollo

Sono dovuti al crollo delle volte di cavità ipogee. In questo caso avvengono in modo repentino e con scarsi o nulli segnali premonitori.

Sinkhole in terreni sciolti.

Si formano quando spessori consistenti di materiali incoerenti sovrastano substrati carsificabili. Si formano delle strutture imbutiformi dai fianchi instabili che si allargano ed approfondiscono per crolli successivi. La velocità evolutiva, e l’entità del dissesto, sono variabili passando da una subsidenza lenta e progressiva ad un vero e proprio crollo.

In Italia la nomenclatura è ancora in fase di definizione poiché il termine fu introdotto alla fine degli anni ottanta per indicare un differente tipo di cavità rispetto alle doline. Le doline s.s. si originano per azione diretta delle acque superficiali di infiltrazione dall’alto verso il basso attraverso materiali carsificabili. In questo caso la dissoluzione chimica è il meccanismo genetico predominante, se non esclusivo, nella formazione della cavità. I sinkholes s.s. hanno origine da fenomeni di erosione inversa da parte di fluidi che risalgono dal basso attraverso fratture e discontinuità nei terreni interessati. All’azione di dissoluzione chimica si associano, nel caso di materiali scarsamente coerenti, fenomeni meccanici di *suffosione* (piping).

La terminologia da adottare quindi assume un carattere non esclusivamente morfologico ma comprende un’interpretazione geologica e strutturale delle aree interessate dalla presenza dei sinkholes, “sinkholes prone areas”. Per quanto riguarda i meccanismi genetici all’origine dei fenomeni di sinkholes sono stati individuati i contesti geologico-strutturali nonché i fattori predisponenti ed innescanti il fenomeno (in APAT – ATTI del

1° Seminario “*Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*” Roma 20-21 maggio 2004).

Le caratteristiche principali possono essere riassunte come segue: **presenza di un substrato carsificabile**, eventualmente anche ad elevata profondità. In questo caso il carsismo ipogeo può originare della cavità la cui volta crollando innescare la subsidenza, più o meno repentina, dei depositi terrigeni sovrastanti (ravelling). In altre situazioni vi possono essere dei camini verticali (karst shaft), assimilabili a condotti idraulici, che favoriscono i movimenti verso l’alto della eventuale falda in pressione con fenomeni di liquefazione dei sedimenti e successivo asporto (piping). **Presenza di una copertura di spessore variabile con caratteristiche geomeccaniche scadenti e granulometria variabile**. Una volta che si sia creato un vuoto in profondità la scarsa capacità portante dei sedimenti comporta il collasso degli stessi con formazione di cavità dalle morfologie caratteristiche (imbutiformi, cilindriche). Circolazione idraulica ipogea attiva (falde in pressione). **Un regime di elevata circolazione idrica** favorisce fenomeni di escavazione dei materiali della copertura e asporto degli stessi con conseguente collasso del piano campagna (piping). **Apporto di fluidi chimicamente aggressivi**. Questi, mescolandosi con la falda carsica basale, ne incrementano la capacità di dissoluzione nei confronti di materiali solubilizzabili (carbonati, evaporiti). **Lineamenti tettonici di importanza locale o regionale**. La presenza di dislocazioni tettoniche favorisce il movimento dei fluidi nel substrato. In particolare le faglie e le diaclasi costituiscono delle linee preferenziali per la risalita di fluidi endogeni potenzialmente aggressivi. La presenza di una o più di cause predisponenti può far definire l’area come potenzialmente soggetta alla formazione dei sinkholes (*sinkhole prone area*). Affinché gli sprofondamenti si verifichino sono tuttavia necessarie delle cause innescanti (*trigger*) che comportino il superamento della soglia critica di stabilità del sistema con conseguente collasso della struttura. Una delle cause innescanti la formazione dei sinkholes è rappresentata dalle oscillazioni repentine della piezometrica della falda acquifera. Anche l’attività umana, con il pompaggio o l’immissione di fluidi nel sottosuolo, le perforazioni, o forti vibrazioni connesse a lavori o a impianti industriali, può fungere da innesco per il fenomeno. Sismi, fenomeni di inondazione o comunque di pioggia intensa possono favorire il collasso della struttura con effetto “trigger” su di una latente instabilità strutturale dei depositi (Crema, 1915; Segre, 1948; Bono, 1995; Hyatt *et alii*, 1999 in APAT – ATTI del 1° Seminario “*Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*” Roma 20-21 maggio 2004).

1.2. I fenomeni di annegamento

Le voragini appena formate sono spesso colmate d'acqua assumendo l'aspetto di piccoli laghetti (*sinkhole ponds*). L'origine delle acque di colmamento può essere attribuita alla presenza di falde superficiali, ad acque meteoriche in minima parte, o dell'emergenza della falda basale. In alcune situazioni i sinkholes sono veri piezometri naturali che mettono in contatto un reticolo carsico ipogeo allagato con l'ambiente esterno. Nel caso in cui i laghetti siano alimentati da falde superficiali o accumulo di acque meteoriche sono soggetti a marcate variazioni di livello e, sovente nella stagione secca, a completo prosciugamento. Maggiore stabilità nel livello e regime perenne sono caratteristiche dei sinkholes annegati nei quali l'acqua si origina da sorgenti connesse alla falda profonda. In questi casi è possibile trarre maggiori indicazioni circa la genesi dei sinkhole ponds che può essere correlata a meccanismi di erosione profonda in grado di realizzare dei condotti che mettano in comunicazione l'acquifero profondo all'interno del bedrock e la superficie.

Analisi del chimismo possono permettere una prima discriminazione circa l'origine delle acque. Per ulteriori conferme ed accertamenti si devono impiegare metodi analitici più specifici quali ad esempio le analisi isotopiche. In particolari situazioni le acque di falda sono miscelate a fluidi mineralizzati che ne modificano in modo marcato il chimismo. Questi fluidi sono spesso rappresentati da gas, principalmente CO₂, che ha la capacità di acidificare l'acqua in cui si discioglie amplificandone il potere di aggressione nei confronti di materiali carsificabili. I casi di annegamento in depressioni carsiche e sinkholes s.s. studiati in Italia sono caratterizzati dalla presenza di sorgenti alimentate dall'acquifero basale, ad emergenze di acquiferi confinati, a falde superficiali o a situazioni intermedie.

Emergenze della falda basale si hanno soprattutto nei casi di sinkholes in aree in cui il substrato carbonatico è sepolto sotto ingenti depositi di materiali di copertura, in questi casi il chimismo delle acque è spesso modificato a seguito dell'interazione della falda con i sedimenti sovrastanti il substrato e per i conseguenti fenomeni di lisciviazione (Caramanna *et alii*, 2004 in APAT, "*La formazione ambientale attraverso stages V*". Raccolta delle tesi elaborate nelle sessioni stage I e II 2004 – Tirocini di formazione e orientamento 2004).

Il fenomeno di annegamento segue un processo evolutivo continuo. In diversi casi le sorgenti che alimentano il lago possono "migrare" con conseguente interruzione del flusso e prosciugamento del sinkhole. In altri casi, particolarmente nei materiali non consolidati, le variazioni del livello di falda contribuiscono ad innescare fenomeni di frana nelle pareti con un progressivo allargamento ed interrimento.

2. Circolazione idrica sotterranea e fenomenologie di collasso in alcune aree della Campania: Metodologia e casi di studio

Le attività di ricerca sono state concentrate in due aree di pianura suscettibili a fenomenologie di sprofondamento.

Entrambe le aree (fig.1) ricadono nel settore appenninico campano, e comprendono: a) la fascia pedemontana del gruppo montuoso del Pizzo d'Alvano, sul margine orientale della Piana Campana (territorio del comune di Sarno -Sa); b) la Piana di Magorno, nel settore meridionale dei Monti della Maddalena, nel territorio del comune di Montesano sulla Marcellana (Sa).

Lo studio è stato articolato in più fasi di ricerca.

La prima fase è consistita nella raccolta di materiale bibliografico finalizzata ad un inquadramento delle aree di studio dal punto di vista geologico-strutturale, geomorfologico ed idrogeologico. Sono state inoltre reperite notizie e studi circa la sismicità delle aree di studio e dei fenomeni da essa indotti, in modo da valutare eventuali interazioni tra sisma e sprofondamenti.

Successivamente, si è proceduto alla ricerca, raccolta e analisi di documenti e cartografia storica (Tabella 1), spesso arricchiti da leggende, che hanno permesso di analizzare non solo l'evoluzione spazio-temporale ma anche le variazioni morfologiche degli sprofondamenti.

Sono stati svolti, successivamente rilievi e sopralluoghi, finalizzati ad effettuare osservazioni dirette, una documentazione fotografica, rilievi geologici speditivi e valutazione dei principali aspetti morfologici.

Infine, i dati raccolti sono stati analizzati allo scopo di fornire una ipotesi sui meccanismi genetici responsabili della formazione degli sprofondamenti.

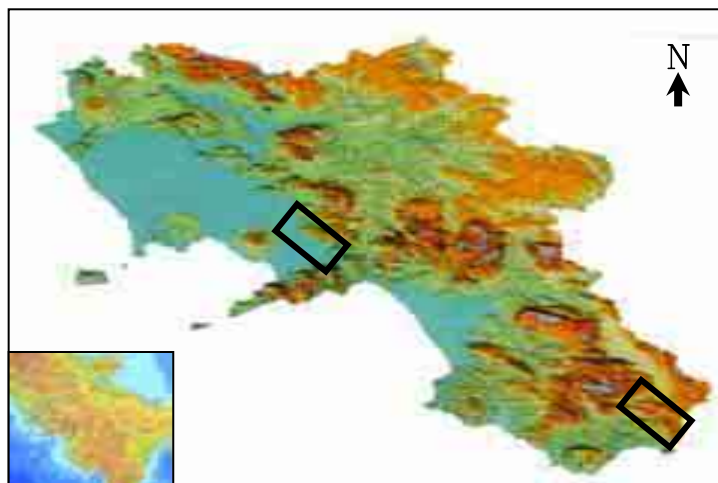


Figura 1 Ubicazione delle aree di Studio

TABELLA 1. Cartografia antica e recente reperita per le aree di studio

AREA DI STUDIO	IDENTIFICATIVO (ID)	NOME	FONTE	ANNO
SARNO	S1	<i>Pianta topografica del comprensorio dei terreni e villaggi dell'area sarnese</i>	Archivio Storico Sez.Manoscritti (B ^a 24/56), Biblioteca Nazionale "Vittorio Emanuele III", Napoli	Sec. XIX
	S2	<i>Un tratto dell'Agro Sarnese dalla Carta topografica del tenimento di Nocera</i>	"Montagna Assassina o Vittima?: per una storia del territorio e delle alluvioni di Bracigliano, Quindici, Sarno e Siano (1756-1997)" a cura di V.Aversano e G.Ruggiero, Salerno 2000. Archivio Storico Comune di Sarno.	1833
	S3	<i>Sarno F° 185 della Carta d'Italia (1:25000)</i>	Nucleo Bibliotecario di Geografia, Napoli	1941
	S4	S4.1 <i>Carta topografica programmatica regionale- Regione Campania TAV N.32 – Pompei (1:25000)</i>	APAT, Roma	1989
		S4.2 <i>Cartografia Comune di Sarno (1:5000)</i>	Archivio Storico Comune di Sarno	
	S5	<i>Carta Tecnica dell'Italia Meridionale, Sarno (1:5000)</i>	Laboratorio Cartografico Università di Napoli Federico II	1982
	S6	<i>Cartografia a carattere tematico per SIT, Sarno (1:5000)</i>	Laboratorio Cartografico Università di Napoli Federico II	1998
	S7	<i>TAV. Provincia di Napoli</i>	"Atlante: descrizione del Regno delle Due Sicilie per Provincie" (Benedetto Marzolla, 1854)	1848
	S8	<i>TAV. 14 Sarno</i>	"Atlante geografico del Regno di Napoli" (Rizzi – Zannoni, 1808)	1805

AREA DI STUDIO	IDENTIFICATIVO (ID)	NOME	FONTE	ANNO
MONTESANO SULLA MARCELLANA	MM1	<i>Basilicata</i>	Archivio Storico Sez.Manoscritti (B ^a 5b/25), Biblioteca Nazionale "Vittorio Emanuele III", Napoli	1 ^a metà Sec. XIX
	MM2	<i>Moliterno F° 210 della Carta d'Italia (1:25000)</i>	Nucleo Bibliotecario di Geografia, Napoli	1871
	MM3	<i>Tramutola F° 210 della Carta d'Italia (1:25000)</i>	Nucleo Bibliotecario di Geografia, Napoli	1956
	MM4	<i>Carta topografica programmatica regionale- Regione Campania TAV N.51 – Montesano sulla Marcellana (1:25000)</i>	APAT, Roma	1989
	MM5	<i>TAV. Provincia di Principato Citeriore</i>	"Atlante: descrizione del Regno delle Due Sicilie per Provincie" (Benedetto Marzolla, 1854)	1850
	MM6	<i>TAV. 24 Montesano</i>	"Atlante geografico del Regno di Napoli" (Rizzi – Zannoni, 1808)	1808
	MM7	<i>TAV. IX Mappa corografica della confinazione di Montesano</i>	A.Sacco, "La Certosa di Padula", voll.4, (1914-1930)	1597/98
	MM8	<i>TAV. III Montesano e Casalbuono con Sanza, Lagonegro, Moliterno e Regione circostante</i>	A.Sacco, "La Certosa di Padula", voll.4, (1914-1930)	ante 1916

2.1 Sarno: Inquadramento Geologico e Geomorfológico

La Piana Campana occupa il fondo di una depressione di origine strutturale che a SW affaccia sul Tirreno, mentre sui restanti lati è cinta dai monti dell'Appennino campano che ne costituiscono il suo limite morfologico.

La struttura carbonatica del Gruppo Montuoso di Pizzo d'Alvano (fig.2), è ubicata in corrispondenza del suo confine orientale ed è delimitata dalla piana di Nola a ovest, dalla piana del fiume Sarno a sud, dalla valle del Solofrana a est e dal Vallo di Lauro a Nord e si estende in direzione NW-SE da Palma Campania (NA) fino a Mercato San Severino (SA).

Il massiccio in oggetto è costituito da tre gruppi di alture principali (Monte S. Angelo, Pizzo d'Alvano, M. Faitaldo) allungate da WNW a ESE, che identificano altrettante unità morfologiche fra loro separate da strette e profonde valli a controllo strutturale. La struttura è costituita da successioni carbonatiche di piattaforma di età mesozoica, ascrivibili alla "Unità Strutturale Alburno-Cervati" appartenente alla piattaforma campano-lucana (D'Argenio et al.1973) ed è ricoperta da coltri piroclastiche tardo-quadernarie derivanti dall'attività eruttiva dei Campi Flegrei e del Somma Vesuvio, di spessore variabile.

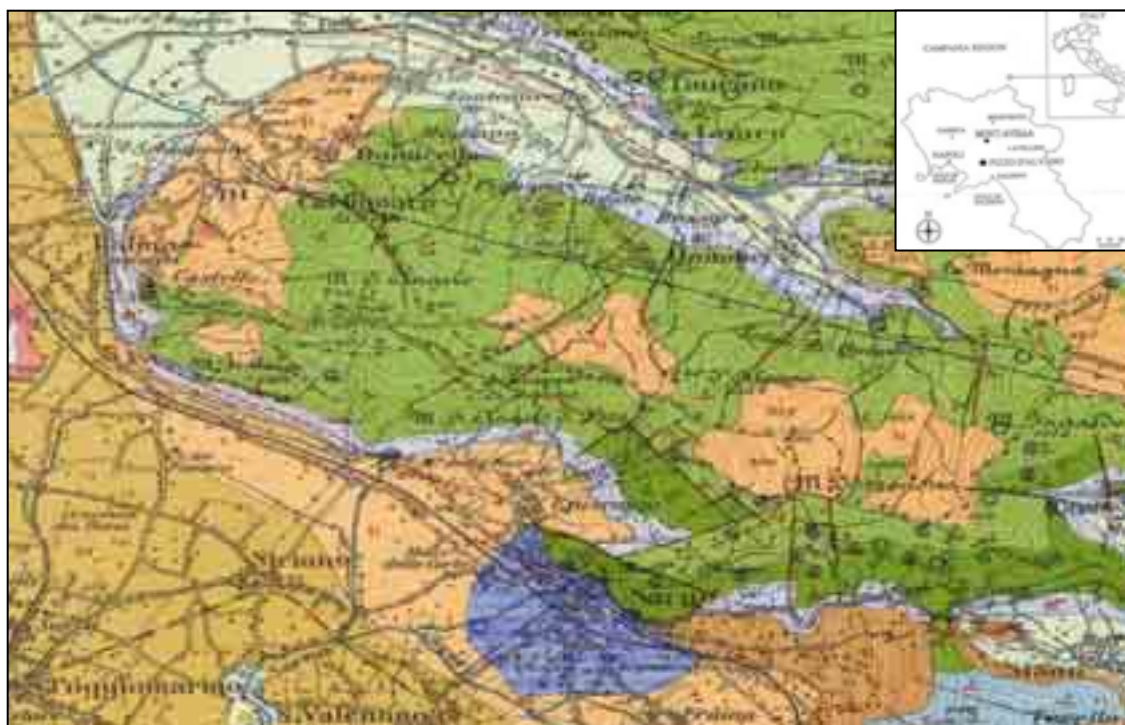


Figura 2 Inquadramento geologico del gruppo montuoso del Pizzo d'Alvano.

Dal Foglio geologico 185, scala 1:100.000

La successione carbonatica della dorsale è costituita da calcari dolomitici alternati a calcari detritici e microcristallini del Cretacico inferiore e da calcari grigi del Cretacico

superiore, da bianchi ad avana, a luoghi cristallini (D'Argenio et alii, 1973). Il passaggio tra il Cretacico inferiore e quello superiore è marcato dal livello di marne ad orbitoline, che è dislocato a varie quote da sistemi di faglie presenti nella serie carbonatica.

I prodotti piroclastici riconosciuti nell'area, sono riferibili alle principali eruzioni del Somma Vesuvio, che in De Vita et alii. 2006, vengono raggruppati in un Complesso Piroclastico Recente (CPR), che comprende le formazioni delle pomici di Codola (età: 25 ky b.p., Rolandi et alii, 2000), pomici di Sarno (17 ky b.p., Rolandi et alii, 2000), pomici di Ottaviano (8 ky b.p. Rolandi et alii, 1993a), pomici di Avellino (3,8 ky b.p. Rolandi et alii, 1993b) e i prodotti delle eruzioni del 79 d.C., del 472 d.C. e del 1631. Fanno parte del Complesso Piroclastico Recente anche i prodotti delle eruzioni storiche successive, di minore rilevanza per il volume eruttato, di cui l'ultima avvenuta nel 1944.

Al fine di stimare la distribuzione del Complesso Piroclastico Recente nell'area perivesuviana è stata realizzata da De Vita et alii, 2006, una carta delle isopache totali relativa alle principali eruzioni del Somma-Vesuvio (fig.3), ottenuta mediante somma algebrica di mappe numeriche di spessore, elaborate mediante interpolazione geostatistica, a partire dai dati noti in letteratura.

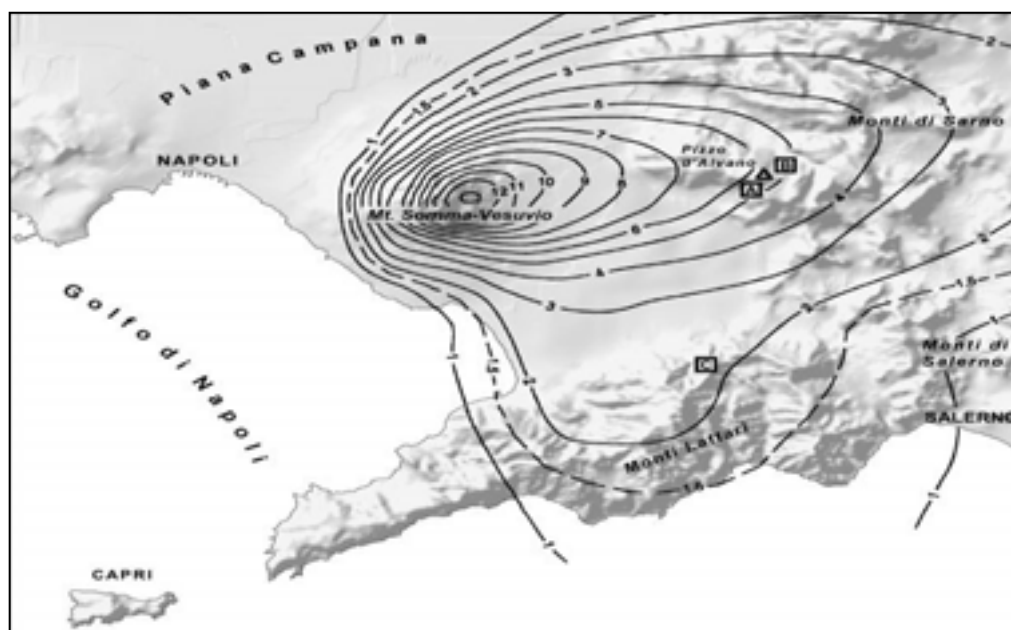


Figura 3 Carta delle isopache del Complesso Piroclastico Recente ottenuta dalla sommatoria delle isopache delle eruzioni di : Codola, Sarno, Ottaviano, Avellino, 79d.C., 472 d.C., 1631 (da De Vita & Celico, 2006)

Gli spessori indicati dalle isopache totali possono essere considerati indicativi degli spessori massimi teorici, poiché riscontrabili solo negli ambiti morfologici dei rilievi carbonatici a carattere conservativo e cioè in quelle aree dove, per particolari condizioni morfologiche, i processi denudazionali o di accumulo sono stati trascurabili e quindi lo spessore della sequenza vulcanoclastica non ha subito notevoli variazioni.

L'analisi della carta evidenzia che il Complesso Piroclastico Recente ha raggiunto sul gruppo montuoso del Pizzo d'Alvano e dell'area di Sarno uno spessore massimo teorico compreso tra 4 e 7 metri

Tali depositi sono rappresentati da materiali sciolti a granulometria variabile tra le ceneri ed i lapilli che, quando si rinvencono in giacitura secondaria, risultano modificati nel loro assortimento granulometrico dal rimaneggiamento. Essi vanno a costituire i terreni di copertura che mantellano i versanti carbonatici dei Monti di Sarno e di Pizzo d'Alvano.

Alle quote più elevate, tali depositi si presentano in giacitura primaria mentre, man mano che si scende verso il piede dei versanti, tali terreni si presentano in giacitura secondaria e rimaneggiati. Nella parte alta dei versanti ad eccezione delle concavità morfologiche, gli spessori delle coltri piroclastiche sono sempre molto modesti invece, alla base dei versanti, essi raggiungono spessori considerevoli.

In particolare l'intera successione di prodotti vulcanoclastici del Somma-Vesuvio si conserva, raggiungendo notevoli spessori, in corrispondenza delle superfici di spianamento sommitali e nelle conche tettono-carsiche presenti sul Gruppo Montuoso di Pizzo d'Alvano (De Vita et al.2003).

Come è ben noto, tali depositi, dopo la deposizione sui versanti carbonatici, sono stati soggetti a fenomeni denudazionali rappresentati prevalentemente da movimenti di massa, che hanno determinato la presenza, lungo i versanti, di serie vulcanoclastiche incomplete.

Numerosi sono i lavori scientifici rivolti all'approfondimento delle conoscenze relative ai molteplici aspetti sotto i quali questi fenomeni franosi possono essere studiati (geomorfologici, idrogeologici, idrologici, geotecnici, pedologici, ecc.). Tra i principali risultati emersi, bisogna annoverare: lo studio del ruolo predisponente al dissesto dei tagli artificiali presenti nella coltre piroclastica operati, in maniera diffusa, lungo i versanti per la costruzione di strade e sentieri di montagna (Celico & Guadagno, 1998); la caratterizzazione stratigrafica e le particolari proprietà fisiche dei suoli della coltre piroclastica (Guadagno et alii, 2000); l'esistenza di soglie idrologiche empiriche alle quali può essere indicativamente riferito l'innescò delle frane ed il ruolo delle condizioni pluviometriche antecedenti l'evento (Chirico et alii, 2000; De Vita, 2000, Fiorillo & Wilson, 2004; Guadagno, 1991).

La successione carbonatica presenta un assetto strutturale a monoclinale con immersione orientata verso NE, e risulta bordata dal Vallo di Lauro (controllato da faglie prevalentemente di direzione NW-SE ed E-W) nel settore nord occidentale mentre, il limite settentrionale della struttura può essere posto idealmente in corrispondenza della congiungente Quindici-Bracigliano (fig.4). Il settore meridionale, comprendente la parte

più interna della Piana del fiume Sarno sino alla conca di Siano è bordata da faglie con direzione E-W mentre, la parte sud occidentale della catena (tra Sarno e Palma Campania), è controllata da scarpate di faglia di direzione appenninica (NW-SE), da connettersi al collasso del *graben* della Piana Campania (Ortolani & Aprile, 1978). Inoltre la dorsale è dissecata trasversalmente da valli a controllo strutturale più o meno profonde, con orientazione prevalente N-S e subordinatamente E-W, che creano dislivelli massimi di 250 m, nettamente inferiori ai rigetti delle faglie bordiere che superano i 1000 m.

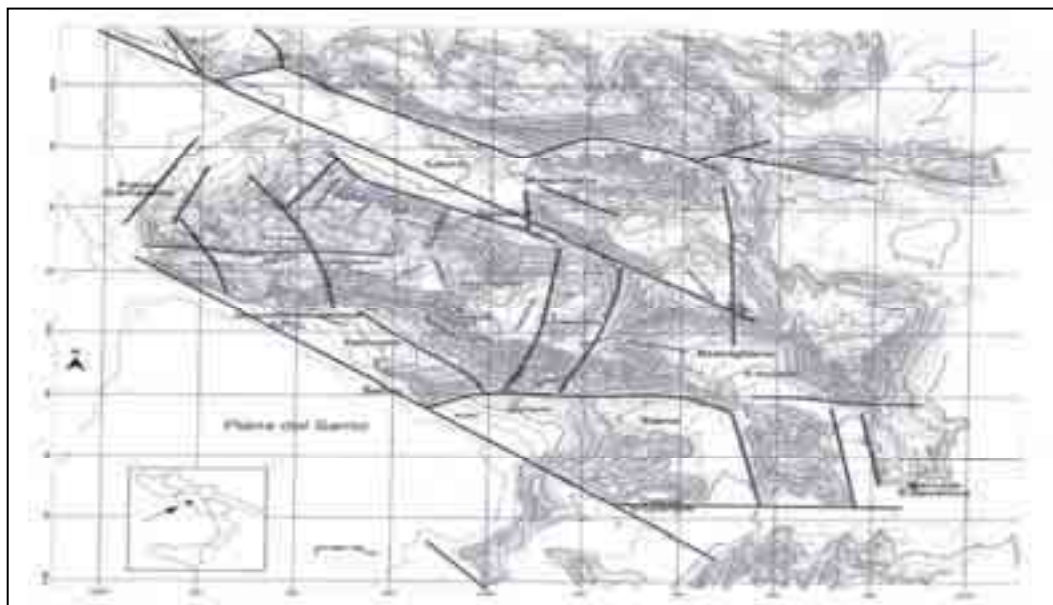


Figura 4 Principali lineamenti del gruppo del Pizzo d'Alvano (da Brancaccio et alii, 2000)

In accordo con quanto proposto da Brancaccio et al., 2000, dal punto di vista geomorfologico l'area in esame è suddivisibile in quattro unità geomorfologiche: 1) paesaggio a paleosuperfici 2) versanti bordieri ed associati valloni 3) fascia pedemontana 4) pianura (fig. 5).



Figura 5 Le unità geomorfologiche del territorio.

Per quanto riguarda il paesaggio a paleosuperfici esso è il prodotto di più fasi di spianamento successive, di origine fluvio-denudazionali secondo alcuni Autori (Amato,1995; Ascione & Cinque,1995; Bosi et al.1996) modellatesi tra il Messiniano ed il Pliocene superiore. La fase più antica è testimoniata da piccoli e pochi lembi posti a circa 1000 metri di quota sulle cime più alte del gruppo. Un'altra fase, testimoniata da spianate meglio conservate, si rinviene a circa 850 metri di quota (ripiani di Tore Savio, S. Antonio e Valle Macula; campi carsici di Prato e Campo Somma; paleovalle sospesa di Pratella-Vallone del Tocco). Infine lungo il versante che fiancheggia il basso tratto del Vallo di Lauro (località Monte Pianura, Toriello, il Casone) si rinvencono superfici di spianamento che si raccordano a livelli di base posti tra 550 e 525 metri. Gli ultimi due ordini di paleosuperfici sono dislocati, nella estrema porzione occidentale del gruppo montuoso (S. Maria a Miano, M.S. Angelo, Piano di Trabucchi, Boscariello, Castello), a quote via via minori ad opera di faglie circa E-W e circa N30W cui si associano rigetti di un centinaio di metri al massimo, rispettivamente verso sud e verso ovest.

La seconda unità geomorfologica (versanti bordieri ed associati valloni), è caratterizzata da versanti a profilo trasversale quasi rettilineo con inclinazione di circa 35°. La fisionomia attuale di tali versanti è il prodotto finale di processi morfogenetici di arretramento secondo il modello della recessione parallela e sostituzione con un pendio di trasporto-sostituzione (Lehmann, 1933; Young, 1972). Inoltre i versanti bordieri, pur avendo completato lo slope replacement delle antiche scarpate di faglia, presentano degli elementi geomorfologici ad acclività maggiore rispetto alla inclinazione media di 35° (Brancaccio et al. 2000).

Questi elementi si riscontrano in corrispondenza dei versanti a “V” delle incisioni torrentizie che incidono i rilievi carbonatici, in alcune aree di testate delle incisioni stesse e laddove, la presenza di elementi calcareo-dolomitici più resistenti all'erosione, ha formato delle cornici litologiche di morfoselezione (denominate in gergo locale “pestelle”).

L'unità geomorfologica della fascia pedemontana, rappresenta una fascia di raccordo ampia sino ad oltre 1,5 km che si sviluppa tra il piede dei versanti bordieri (dalla quota di circa 100-200 m s.l.m.) e la pianura alluvionale *strictu sensu* (situata a tra i 25 ed i 50 m s.l.m.). E' costituita da falde detritico-colluviali al piede dei versanti e, più ampiamente, da conoidi alluvionali coalescenti di età tardo-quadernaria nei quali si possono distinguere almeno due generazioni.

La presenza di due generazioni di conoidi è un carattere comune all'intera fascia pedemontana che circonda il gruppo montuoso del Pizzo d'Alvano: la prima, le cui

strutture e facies sedimentarie permettono di ascrivere i singoli episodi conglomeratici a fenomeni di *debris flows* e/o *debris avalanches* e in piccolissima parte a deposizione dovuta a correnti trattive (*stream flows*), risulta fortemente reincipa, mostra pendenze abbastanza acclivi e secondo Brancaccio et al. 2000 si sarebbe accresciuta probabilmente durante l'ultimo periodo glaciale; la seconda invece presenta rispetto alla prima una tessitura più fine, è meno acclive e poco reincipa, copre le parti più distali della fascia pedemontana e probabilmente è di età olocenica (Brancaccio et al. 2000).

Infine vi è l'unità geomorfologica della pianura costituita principalmente dalla Piana del fiume Sarno che è delimitata a NW dal Vesuvio, a N-NE dal massiccio carbonatico di Pizzo d'Alvano e a S-SE dai Monti Lattari.

Il sottosuolo della piana è costituito da un'associazione di sedimenti eterogenei, di origine diversa e caratterizzati da modalità di deposizione diverse. Si tratta prevalentemente di depositi piroclastici sciolti (ceneri, lapilli, pomici, ecc.) e litoidi (tufo grigio campano) riferibili all'attività vulcanica del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei. A detti litotipi si intercalano depositi di origine marina (prevalentemente sabbiosi), episodi di ambiente palustre (costituiti in prevalenza da limi) e paleosuoli. Inoltre, lungo il margine settentrionale della piana, si rinvencono ampi affioramenti di travertini nei pressi di Sarno (Celico et alii, 1990).

Dal punto di vista idrogeologico la piana è sede di un acquifero caratterizzato da una notevole eterogeneità granulometrica e da una complessità nei rapporti geometrici tra i vari litotipi, cui si associano frequenti variazioni di permeabilità. Pertanto sono presenti più falde sovrapposte, le cui caratteristiche (quota piezometrica, spessore, qualità delle acque, ecc.) possono essere molto differenti anche in punti molto vicini tra loro e lungo la stessa verticale. In ogni caso, la circolazione idrica sotterranea è sostanzialmente unica con l'acquifero alimentato oltre che dalle acque di infiltrazione diretta, anche dalla falda di base dei Monti di Sarno e Lattari, dalla falda del Somma-Vesuvio e dal substrato carbonatico profondo.

2.1.1 Cenni sul carsismo

L'area di studio, in particolare la dorsale carbonatica dei Monti di Sarno, è soggetta come tutte le successioni di origine calcarea al fenomeno del carsismo. I processi carsici che si esplicano sulla roccia oltre a modellare lentamente il paesaggio, contribuiscono sensibilmente ad aumentare la permeabilità degli ammassi rocciosi e di conseguenza creano le condizioni più favorevoli per la conservazione di importanti riserve idriche.

Tali processi di alterazione chimica dipendono da numerosi fattori tra cui quelli climatici (piovosità e temperatura), la fittezza della copertura vegetale, la natura e la permeabilità della roccia madre (primaria o secondaria che sia), caratteristiche podologiche dei suoli e dei terreni di copertura.

Evidenze e testimonianze dell'azione dei processi fluvio-carsici che hanno agito e che tutt'ora agiscono sui Monti di Sarno sono la presenza di morfologie come: paesaggi a paleosuperfici, campi carsici, doline, sprofondamenti.

Circa i paesaggi a paleosuperfici (vedi capitolo Geologia), questi sono il prodotto di più fasi di spianamento successive di origine carsica e fluvio-carsica, secondo alcuni autori (Amato,1995; Ascione & Cinque,1995; Bosi et al.1996) modellatesi tra il Messiniano ed il Pliocene superiore. Morfologicamente si contraddistinguono per la bassa energia del rilievo e dalla forma suborizzontale o con gradienti di pendenza molto piccoli. Sui pianori delle paleosuperfici si conserva l'intera successione di prodotti vulcanoclastici del Somma-Vesuvio, la quale raggiunge notevoli spessori così come nelle conche endoreiche tettono-carsiche (Piano Romano,Piano di Prato, Campo Somma).

Inoltre, alla genesi tettono-carsica, sono correlabili le manifestazioni superficiali del carsismo ipogeo (2003-2004), consistenti in uno sprofondamento verificatosi nella zona nord-occidentale del pianoro di Piano di Prato, mediante la formazione di un'area crateriforme di circa 20 m di diametro e circa 1 metro di profondità, imputabile all'effetto di un sistema dolina-inghiottitoio sepolto. La presenza di fenomeni carsici attivi nelle parti laterali della depressione di Piano di Prato, probabilmente, indicano uno spostamento laterale dell'attività carsica che presumibilmente ha interessato in origine le parti più profonde della depressione. Anche le altre conche tettono-carsiche sono interessate da queste fenomenologie superficiali a sostegno dell'ipotesi che la falda sospesa del complesso piroclastico presente con spessori notevoli nelle conche, possa avere recapito verso le suddette forme carsiche sepolte ed esserne stata essa stessa la causa (De Vita et alii, 2003).

Inoltre, come detto sopra, notevole importanza per i processi di alterazione chimica hanno le caratteristiche dei terreni di copertura che, sui rilievi peri-vesuviani, sono

rappresentati dalla sovrapposizione dei depositi piroclastici incoerenti, ascrivibili alle differenti eruzioni del Somma-Vesuvio e subordinatamente dei Campi Flegrei.

La loro struttura stratigrafica è quanto mai varia in quanto caratterizzati dalla sovrapposizione di differenti prodotti eruttivi, a cui sono intercalati orizzonti pedogenizzati attribuibili a fasi intermedie tra le eruzioni. Possiedono caratteristiche peculiari dovute alla particolare costituzione mineralogica dei depositi vulcanici ed in particolare la presenza di argille allofaniche, causa singolari comportamenti fisico-meccanici nei terreni indotti anche dalla concomitante presenza di materiale organico, che consente la ritenzione di notevoli quantitativi d'acqua (Guadagno & Magaldi, 2000).

La permeabilità di questi terreni è relativamente elevata ed estremamente diversificata (anisotropa), in funzione della stratigrafia e delle caratteristiche granulometriche dei depositi. Perciò, in termini relativi, si può passare con estrema facilità da capacità drenanti alte dei terreni pomicei (sabbioso-ghiaiosi) che possono dar luogo anche alla formazione di falde acquifere temporanee, a capacità drenanti medio-basse della frazione cineritica (limoso-argillosa).

In tale contesto pertanto la presenza di terreni di origine piroclastica su un substrato calcareo costituisce un sistema particolare definibile, “*substrato carbonatico - copertura piroclastica*”, le cui specifiche caratteristiche geolitologiche, geotecniche ed idrogeologiche influenzano le dinamiche dei processi carsici.

Si genera infatti, soprattutto in corrispondenza delle concavità morfologiche (Zero Order Basin) presenti sui versanti, una sorta di “*carsismo accelerato*” in quanto questi depositi danno luogo spesso a suoli con reazione acida e inoltre, grazie alle loro caratteristiche strutturali, sono in grado di assorbire e trattenere grandi quantità di acqua piovana o di fusione di neve. Questo secondo aspetto genera una sorta di “*effetto-spugna*”, mantenendo a lungo condizioni di umidità elevate al contatto tra copertura e substrato alimentando i processi di weathering agenti sulla roccia, contribuendo così all’approfondimento delle micro e macroforme carsiche.

Come è noto, la circolazione idrica sotterranea di alta quota negli ammassi rocciosi carbonatici è attribuibile alle caratteristiche di anisotropia ed eterogeneità dell’ammasso roccioso, che possono essere indotte da: fattori stratigrafici come livelli di marne o depositi argillosi residuali; dallo sviluppo differenziale del fenomeno carsico, che può produrre canali carsici e, quindi, percorsi preferenziali delle acque di percolazione con recapito in sorgenti effimere o stagionali; dal differente grado di fratturazione e di apertura delle discontinuità dell’ammasso roccioso, che tende ad essere maggiormente elevato in prossimità della superficie e a decrescere con la profondità.

Ciò è stato confermato, per esempio, da prove di assorbimento effettuate nell'area che hanno consentito la distinzione di una zona superficiale, estesa fino alla profondità di 10 – 20 m , in cui sono evidenziati valori medi della conducibilità idraulica nell'intervallo $10^0 - 10^2$ cm/s ed una zona sottostante in cui la conducibilità idraulica decresce fino a valori medi dell'ordine di $10^{-4} - 10^{-5}$ cm/s. Tali risultati sono stati attribuiti al maggior grado di fessurazione dell'ammasso roccioso nella parte superficiale , dove le discontinuità da decompressione sono statisticamente maggiori e l'acqua di infiltrazione ha un maggiore potere di dissoluzione per il più elevato contenuto in CO₂ favorendo il fenomeno carsico.

In particolare, le maggiori differenze sono state riscontrate laddove esiste una differenza di spessore della stratificazione ed un differente grado di fessurazione dell'ammasso. Infatti laddove quest'ultimo è caratterizzato da una stratificazione in strati spessi (con spessore compreso fino a 0.3 m ed 1 m) appare maggiormente pervaso da discontinuità, rispetto alle zone dove esso è invece stratificato in strati molto spessi (con spessore >1 m), o banchi (quando con spessore > 2 m), in quanto gli stessi piani di stratificazione costituiscono un sistema di discontinuità che condiziona fortemente la permeabilità dell'ammasso (Celico et alii, 2000).

La minore fratturazione delle porzioni di ammasso roccioso stratificato in banchi è peraltro evidenziata dalla maggiore resistenza che essi mostrano all'erosione, formando delle evidenti cornici morfologiche, con angolo di pendio anche prossimo alla verticale, che contraddistinguono caratteristicamente soprattutto il versante meridionale dei Monti di Sarno; queste cornici di morfoselezione sono localmente denominate “pestelle”.

2.1.2 Idrogeologia

Lo schema generale della circolazione idrica sotterranea dell'area di studio risulta strettamente controllato dall'assetto strutturale, ereditato dai complessi eventi tettonici che si sono verificati nel corso della costruzione dell'orogene appenninico.

E' possibile distinguere due Unità Idrogeologiche principali: la dorsale del Pizzo d'Alvano, sede di una circolazione idrica basale e una circolazione più superficiale in quota, e la piana del fiume Sarno, sede di un acquifero multifalda.

L'Unità Idrogeologica del Gruppo Montuoso del Pizzo d'Alvano (fig.6) è separata a nord, dalla Unità Idrogeologica dei Monti di Avella e Partenio tramite il lineamento tettonico Monteforte-Baiano,. Tale lineamento tettonico, così come la faglia del Vallo di Lauro a NNW, dal punto di vista idrostrutturale, non interrompe la continuità idrogeologica del massiccio come confermano gli studi relativi al bilancio idrogeologico (Civita et alii, 1970). Verso sud l'Unità è idrogeologicamente isolata dalla struttura dei Monti Lattari mentre, lungo il margine occidentale e sud-occidentale, essa è tamponata dai depositi piroclastico-alluvionali della fascia pedemontana e della piana del Sarno, dove il substrato carbonatico si approfondisce rapidamente, di molte centinaia di metri.

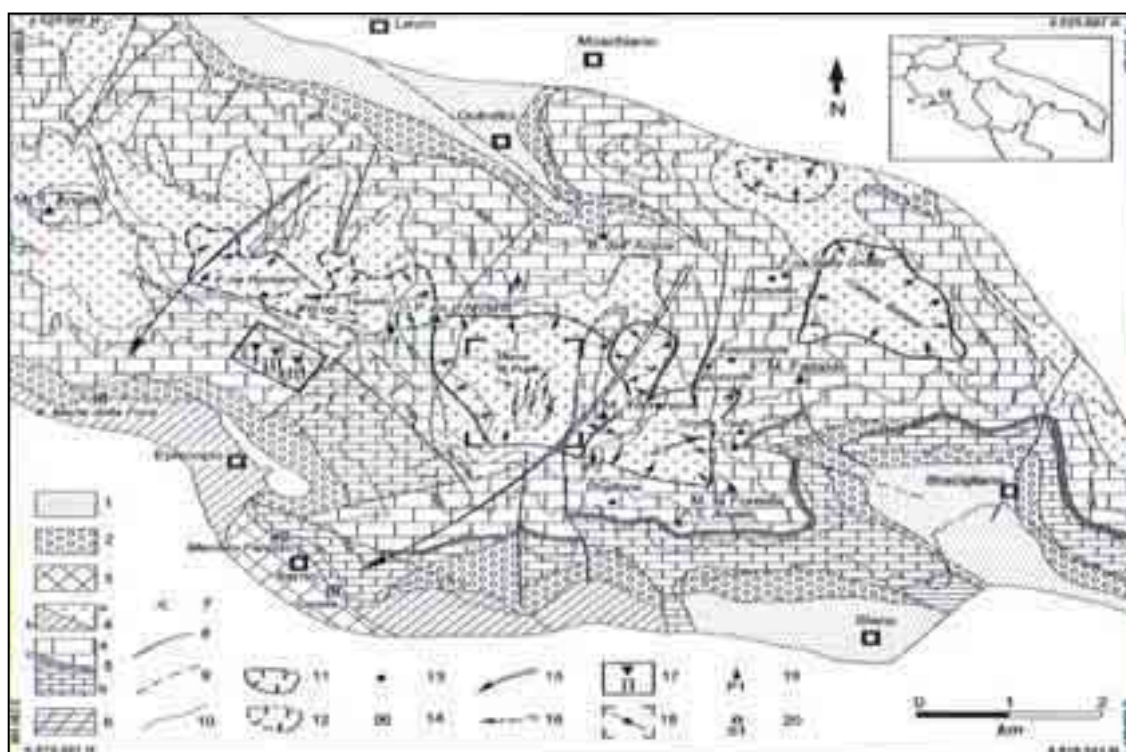


Figura 6 Schema Idrogeologico dei Monti di Sarno (da Celico et alii, 2000; modificato)

Conferma diretta di questo quadro idrostrutturale è l'ubicazione di numerose sorgenti alla base del massiccio (Mercato e Palazzo, S. Maria La Foce, S. Marina di Lavorate, Cerola), da intendersi come manifestazioni legate allo sfioro per soglia di

permeabilità del deflusso sotterraneo della falda di base circolante nella struttura carbonatica. L'acquifero carbonatico ha un rendimento medio di circa $0.0025 \text{ m}^3/\text{s} \times \text{km}^2$ (Celico, 1983), se riferito ai deflussi della falda di base, orientati verso le sorgenti basali la cui portata complessiva è di circa $9.40 \text{ m}^3/\text{s}$: Santa Maria la Foce, Santa Marina di Lavorate, Mercato-Palazzo, Cerola e S.Mauro (TABELLA 1).

TABELLA 1. Analisi chimiche ed isotopiche delle sorgenti del Gruppo di Sarno
(da Celico et alii, 1980, modificata)

	S. Maria la Foce (A)	S. Marina di Lavorate (B)	Mercato-Palazzo (C)	Cerola (D)	S.Mauro (E)
Quota livello piezometrico	30	27	25	26	28
Portata media mc/s	2,5	1,6	3	0,6	0,4
TDS ppm	449	600	450	1000	560
SiO₂ ppm	22,0	26,1	20,5	19,6	32,6
CO₂ ppm	30	120	29	350	60
pH	7,0	6,7	7,0	6,5	7,0
δ¹⁸ O SMOW	- 7,36	- 6,89	- 7,61	- 7,32	- 6,31
U.T.	14,2	12,7	15,0	0,0	25,0
rMg/rCa	0,41	0,35	0,43	0,45	0,40
rK/rNa	0,16	0,30	0,17	0,10	0,34
rCa/rNa	3,63	7,67	4,03	4,76	6,07
rCa+rMg/rK+rNa	4,38	7,95	4,92	6,30	8,38
rSO₄/rCl	0,20	0,39	0,15	0,12	0,40
Sr/Ca	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003

Le sorgenti dell'area di Sarno (bicarbonato-calciche) pur appartenendo ad un unico bacino di alimentazione, presentano caratteristiche chimiche ed isotopiche diverse. Le acque della sorgente Cerola Minerale sono rappresentative di un circuito preferenziale lento e profondo (U.T. 0,0) e sembrano legate alla risalita di acque, a maggiore mineralizzazione (salinità 1000 ppm), attraverso fratture preferenziali mentre, le acque di S.Maria La Foce, Mercato Palazzo, Santa Marina di Lavorate corrispondono al circuito mediamente più veloce dell'intera falda di base (Celico et alii, 1980).

Nell'Unità Idrogeologica della dorsale del Pizzo d'Alvano è presente una circolazione idrica sotterranea superficiale in quota a carattere stagionale, dovuta alle acque d'infiltrazione efficace che, laddove esistono condizioni idrogeologiche locali tali da consentire la formazione di falde sospese, generano un deflusso sotterraneo che, in parte, trova recapito nelle sorgenti d'alta quota ed in parte giunge fino alla falda di base ricaricandola.

L'insieme dei terreni piroclastici, contraddistinti da variazioni verticali e laterali di permeabilità, e della porzione di substrato carbonatico più superficiale, caratterizzato da permeabilità variabile in relazione al grado di fratturazione e di riempimento delle fratture, costituisce un sistema idrogeologico definibile *oltre piroclastica-substrato carbonatico* (Celico et alii, 2001), che controlla e regola tale circolazione idrica sotterranea. In questo contesto, il livello delle marne ad orbitoline (che per convenzione nell'area campana rappresenta il passaggio tra il Cretaceo inf. e il Cretaceo sup.), dislocato a quote diverse per effetto della tettonica, svolge un ruolo rilevante nel favorire la formazione di piccoli bacini sotterranei che hanno recapito in sorgenti di alta quota effimere e di carattere stagionale.

La seconda Unità Idrogeologica è costituita dalla Piana del fiume Sarno (fig.7), delimitata a NW dall'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio, a N-NE dal massiccio carbonatico di Pizzo d'Alvano e a S-SE dai Monti Lattari.



Figura 7 Schema Idrogeologico della Piana del fiume Sarno (AP= Complesso alluvionale-piroclastico; CD= Complessi calcareo, calcareo dolomitico, dolomitico; (A)...(E)=Ubicazione sorgenti)

Lo studio Idrogeologico della piana, finalizzato alla ricostruzione di uno schema di circolazione idrica sotterranea, condotto da Celico et alii, 1990, ha messo in evidenza quanto segue.

L'acquifero è caratterizzato da una notevole eterogeneità granulometrica e da una complessità nei rapporti geometrici tra i vari litotipi, cui si associano frequenti variazioni di

permeabilità. Pertanto sono presenti più falde sovrapposte, le cui caratteristiche (quota piezometrica, spessore, qualità delle acque, ecc.) possono essere molto differenti anche in punti molto vicini tra loro e lungo la stessa verticale. In ogni caso, la circolazione idrica sotterranea è sostanzialmente unica con l'acquifero alimentato oltre che dalle acque di infiltrazione diretta, anche dalla falda di base dei Monti di Sarno e Lattari, dalla falda del Somma-Vesuvio e dal substrato carbonatico profondo.

L'alimentazione dai rilievi carbonatici confinanti è dovuta alla azione di tamponamento esercitata dai depositi detritico alluvionali della piana non completa, a causa della presenza all'interno della successione di strati a granulometria grossolane e elevata permeabilità, che consentono la parziale filtrazione e alimentazione.

In prima approssimazione è stata anche valutata dagli autori una potenzialità idrica sotterranea, dell'acquifero di pianura, di circa 120-130 milioni di mc/a; di questi soltanto 25-30 milioni di mc/a dovrebbero essere dovuti ad acque di infiltrazione diretta.

Nello studio di Celico et alii, 1990, sono state anche condotte numerose analisi chimiche che mettono in evidenza come la parte di falda alimentata lateralmente dal Somma-Vesuvio presenti valori di salinità elevati (maggiori di 1000 ppm) mentre, la parte di falda che riceve alimentazione dai massicci carbonatici (dove i deflussi sono relativamente veloci), ha valori di salinità più bassi. L'unica eccezione a questo trend generale si trova lungo la direttrice Sarno-San Marzano in corrispondenza della sorgente di acqua sulfurea Cerola Minerale ed in corrispondenza della foce del fiume Sarno. Tale anomalie idrochimiche sono dovute all'alimentazione profonda dovuta alla risalita di fluidi profondi mineralizzati, caratterizzati da circuiti lenti e profondi che consentono un considerevole arricchimento in sali, sia per i tempi lunghi di contatto acqua-roccia che per l'attraversamento di acque marine di ingressione continentale. Anche lungo i versanti del Somma-Vesuvio, laddove vi è assenza di alimentazione laterale da parte dei massicci carbonatici, il fatto che il contenuto in bicarbonati nella falda sia relativamente elevato, è da implicare alla risalita di fluidi dal substrato carbonatico profondo.

2.1.3 Storia sismica dell'area

L'Appennino meridionale è caratterizzato una storia sismica tra le più severe dell'intera nazione, sia in termini di intensità che di frequenza di terremoti.

Ciò è senza dubbio legato alla storia evolutiva dell'orogene appenninico, il cui complesso assetto deriva dalla deformazione polifasica di diversi domini paleogeografici (D'Argenio et alii, 1973). Le zone sismogenetiche che esso comprende sono caratterizzate da un'elevata pericolosità, sia per il livello di sismicità, che per l'entità della attività neotettonica. Gran parte dei lineamenti tettonici (fig.8) che interessano l'Appennino Meridionale hanno una predominanza di movimenti lungo faglie normali (lineamenti longitudinali alla catena) ed una componente secondarie lungo faglie trascorrenti (lineamenti trasversali alla catena).



Figura 8 Principali elementi strutturali dell' Appennino Meridionale tratti dalla carta cinematica strutturale d'Italia (Modello Strutturale- CNR., 1992)

Pertanto, l'Appennino Campano rappresenta una delle zone a più alta sismicità in assoluto di tutta la Penisola italiana. La collocazione dell'Appennino Campano nell'ambito dell'evoluzione geodinamica della penisola italiana, e in particolare dell'Appennino Meridionale, non è chiaramente definita in quanto non rientrando nella struttura dell'Arco Calabro, né in quella che possiamo definire dell'Arco Umbro-Marchigiano-Toscano, è considerata zona di transizione. Infatti la notevole variabilità del campo di deformazioni non solo evidenzia l'azione di un campo di sforzi regionale complesso, ma anche una differenziazione dello stesso rispetto ai campi di sforzi agenti nella parte meridionale e

centro-settentrionale dell'Appennino (G.Luongo in *Ambiente Geologico della Campania*, 2001).

Dall'analisi della sismicità storica e recente si evidenzia che i terremoti più catastrofici (fig. 9) si sono registrati al confine Campania-Molise e Campania-Puglia-Basilicata ovvero nelle aree del Matese, Sannio e Irpinia. Quest'area sismogenetica (Matese-Sannio-Irpinia) è stata interessata da terremoti distruttivi con magnitudo circa 7 che hanno provocato danni su aree estese migliaia di km² localizzati, gran parte di essi, su una stretta fascia lungo la cresta occidentale della catena appenninica secondo direzioni NW-SE, coerentemente con la distribuzione dei lineamenti tettonici più significativi.

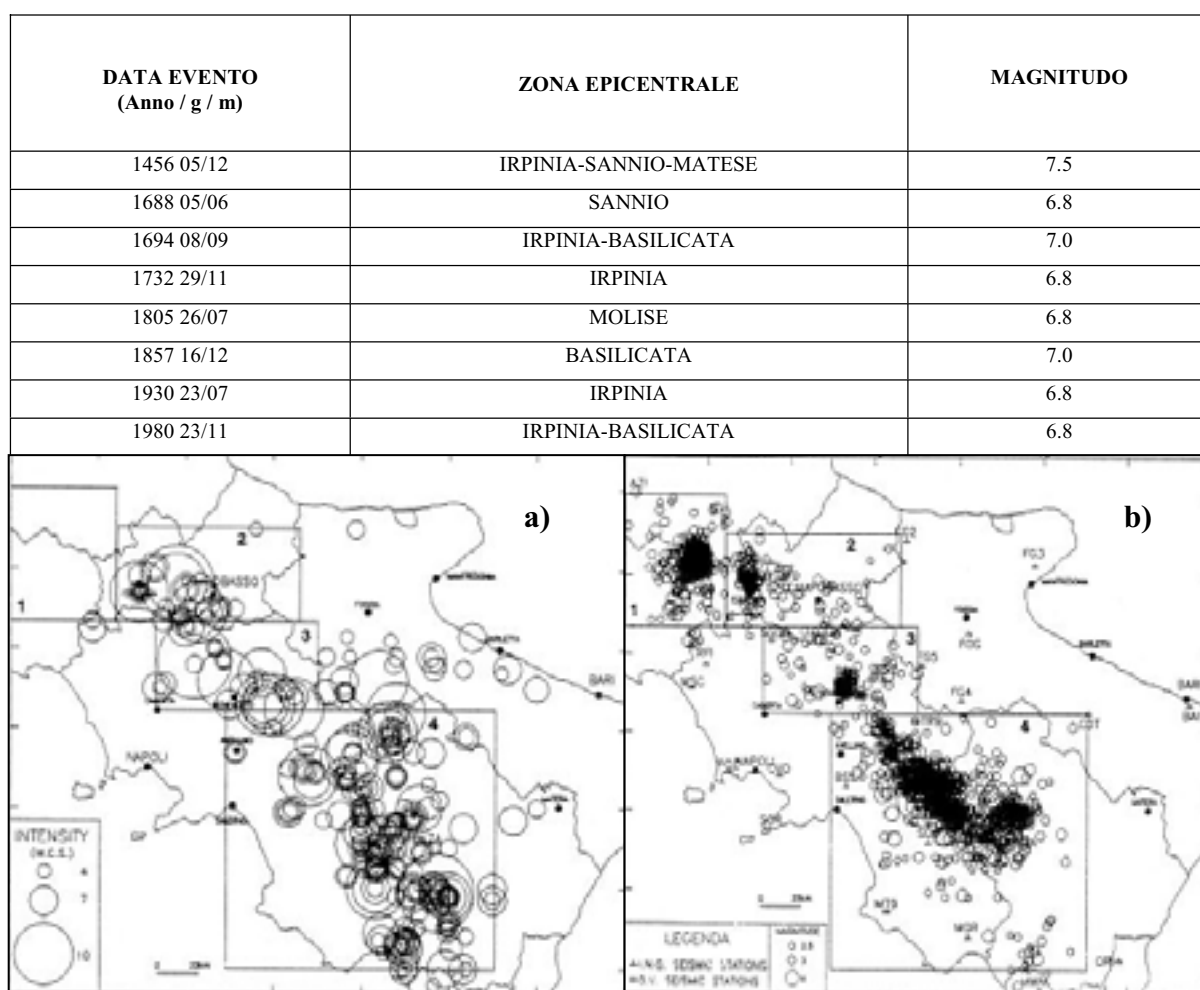


Figura 9 Tabella riassuntiva dei terremoti di maggiore magnitudo registrati in tempi storici nell'Appennino Meridionale (da Catalogo parametrico dei terremoti italiani); a) Distribuzione degli epicentri macrosismici per i terremoti dal 1000 al 1980 nell'Appennino Meridionale b) Distribuzione epicentrale degli eventi sismici dal novembre 1980 al 1991 nell' Appennino Meridionale.

L'area di Sarno, oggetto di studio, si colloca nel contesto tettonico-dinamico-strutturale sopra descritto ed è stata interessata dagli eventi sismici di maggior magnitudo che si sono verificati nell'Appennino Campano. L'area, come testimoniato in diverse cronache storie, oltre che dai terremoti di maggior magnitudo sopra riportati è stata colpita

anche da altri sisma di notevole intensità, come quello del 1561, del 1702 e del 1714 che furono avvertiti in una vasta area tra le province di Salerno e di Potenza.

In particolare il terremoto del 1694 è menzionato, in diverse fonti e cronache storiche, come quello più “*sentito*” e più distruttivo per la città di Sarno e tal proposito, Di Domenico Carmine in *Sarno nella vita e nella storia. Piccola antologia di scrittori sarnesi*, testualmente racconta che tale terremoto “*lasciò in moltissimi sarnesi, una specie di ticchio nervoso, che si manifestava in un tremolio continuo delle membra. Onde il vescovo del tempo, Mons. Tura, che, oltre che zelantissimo pastore, era anche buon poeta, ne traeva motivo di richiamo spirituale...*”.

Esso si manifestò con una prima scossa di circa un minuto, seguita da una violenta replica e da una ulteriore sequenza che durò circa un quarto d’ora. I danni cumulativi furono pesantissimi in oltre 120 località della Campania, della Basilicata e della Puglia. In 56 paesi il patrimonio edilizio fu reso completamente inagibile e furono quasi completamente distrutti oltre 30 paesi della dorsale appenninica nelle province di Avellino e Potenza. La scossa fu avvertita da Messina a Chieti e Fano. Le vittime complessive furono oltre 6.000.

2.1.4 Sprofondamenti

L'analisi della documentazione storica e della cartografia acquisita ha permesso di confermare le ipotesi iniziali di lavoro e di individuare ulteriori porzioni della piana in cui le forme del paesaggio potevano essere ricondotte a fenomeni di sprofondamento del tipo sinkhole senso stretto. Esse sono (fig.10):

- località S.Vito, a ESE della città di Sarno
- località Piazza Lago, tra Sarno e la frazione S.Valentino Torio
- località S.Anna, a SE di Sarno presso la frazione Lavorate.

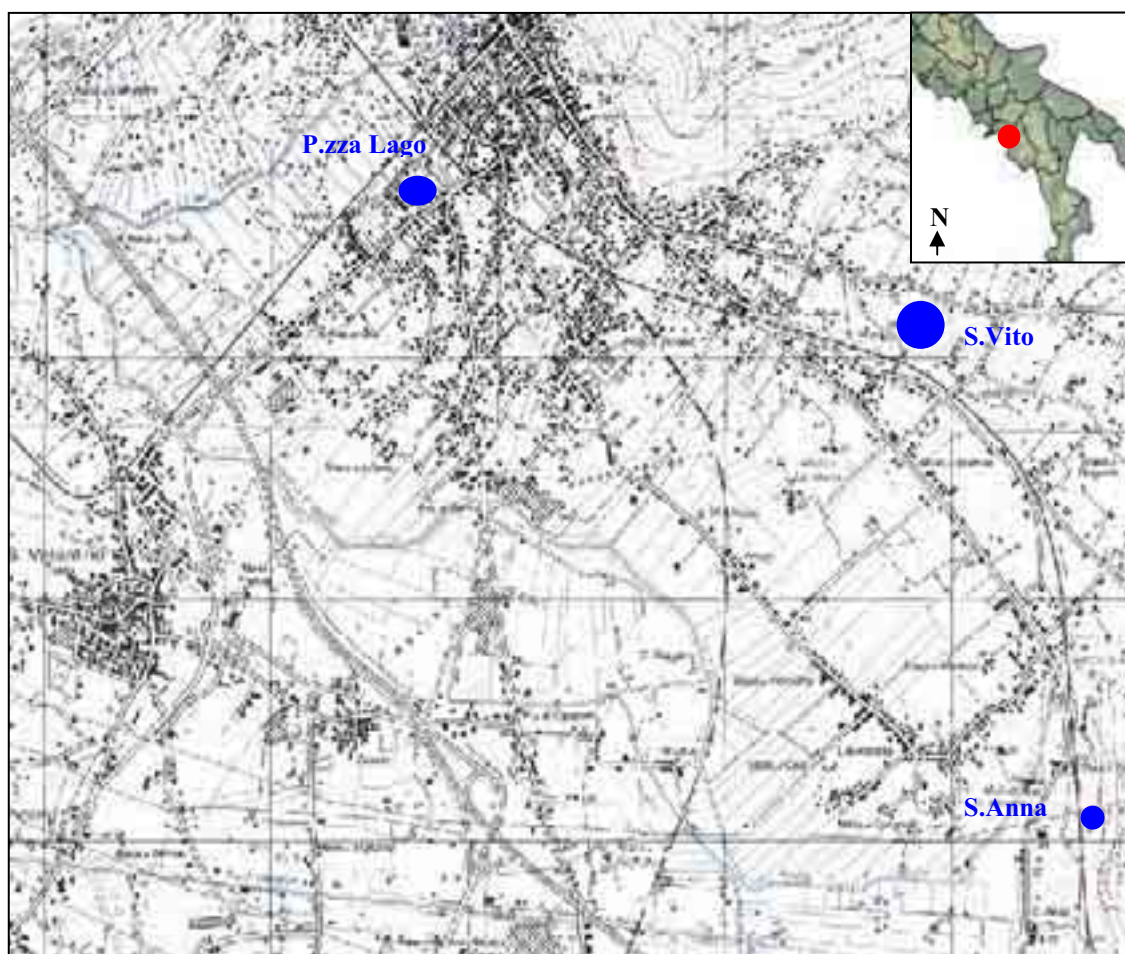


Figura 10 Ubicazione degli sprofondamenti nell'area di Sarno

- **LOCALITA' S.VITO**

Tra le morfologie di sprofondamento censite, la cavità situata presso località S.Vito (fig.11), è il fenomeno più grande sia per estensione areale che per profondità. Presenta una morfologia sub-circolare (con un'eccentricità prossima allo zero), con l'asse maggiore orientato in direzione W-E lungo circa 250 metri e l'asse minore orientato in direzione N-S lungo circa 220 metri. Si estende per una superficie di circa 43.000 m² con una profondità rispetto al p.c. di circa 25 m in corrispondenza della parete N e delle scarpate laterali mentre, la parete a S presenta un'altezza di pochi metri. Attualmente, il fondo della depressione è utilizzato a frutteto, e come vasca naturale di assorbimento delle acque piovane, che vengono convogliate dalle aree a monte, mediante alcuni canali di recente costruzione.



Figura 11 Sinkhole presso località S.Vito; (ab)=Asse maggiore (cd)=Asse minore

Il riferimento più antico , relativo all'esistenza di una depressione in località S. Vito, e in particolare di un lago all'interno di essa, è presente in un atto della Giunta Municipale del Comune di Sarno, dove viene affermata la legittima proprietà del lago di S. Vito da parte del Comune di Sarno, in quanto appartenente ai beni censiti nel catasto del 1754. Segue la trascrizione dell'atto, riportato in allegato.

SALERNO, 18 OTTOBRE 1826

A S.E. il Marchese Amato, Segretario di Stato, Ministro dell'Interno.

Sig. Eccellentissimo,

nella città di Sarno, in Provincia di Principato Citeriore, lungi dalla stessa un miglio circa, esiste un Lago denominato S. Vito di assoluta proprietà del comune, luogo che non poteva meglio formarsi dall'Ente Supremo, per servire di recipiente ai torrenti, che in tempi di copiose piogge, precipitosamente vengono a cedere dai monti, che lo predominano. Nell'anno 1799, alcuni cittadini sarnesi trovandosi amministratori della Comune medesima, e profittando di quelle turbolenze dimenticarono i doveri della Patria, e servendosi del carattere di cui erano investiti, pensarono, come fecero, abbattere un grosso muro, che custodiva i fondi del fu Don Nicola Squitieri, oggi del Sig. Rosario Nunziante, e Giuseppe Monteleone altrimenti Verdiniello, e con ciò deviarono il corso delle lavi ne' fondi i più cospicui dell'Agro Sarnese.

Allora fu che il Lago divenuto esente dall'essere inondato venne ridotto a coltura dagli stessi Amministratori di quel tempo, dividendosi l'estensione superficiale in tante porzioni, di cui sono tuttora in possesso.

....gli scriventi onde provarsi l'usurpazione fatta a danno della Comune, dappoichè nel catasto formato nel 1754, fra i beni appartenenti alla città di Sarno, cui fu quello del Lago S. Vito,e quindi postosi in esame tal fatti, ordinarsi dagli usurpatori di restituire tal potere alla Comune medesima, quale diretta padrona, e così incanalarsi le acque in tempi di pioggia al menzionato Lago, come lo è stato da tempo immemorabile (tratto dagli Atti della Giunta Municipale, Archivio storico del Comune di Sarno).

Si può pertanto agevolmente dedurre l'esistenza del lago al 1754, il suo prosciugamento nel 1799 e la trasformazione dell'area in zona coltivata.

- **LOCALITA' PIAZZA LAGO**

Presso località piazza Lago, nel centro urbano di Sarno, è presente una piccola depressione di forma sub-circolare, poco profonda, dove in passato le cronache e le mappe storiche riportano la presenza di un piccolo lago, denominato Lago del Falso Compare. Una antica rappresentazione del lago è stata rinvenuta nella Carta *Un tratto dell'Agro Sarnese dalla Carta topografica del tenimento di Nocera* risalente al 1833.

Attraverso lo studio delle fonti storiche è stato possibile ricostruire la genesi e al storia del lago.

Nel libro *Appunti sulla città di Sarno illustrata* di C. Fischetti, Sarno 1926, viene riportata la leggenda relativa all'origine del lago:

“Una volta due contadini legati, tra loro dal vincolo della cresima, coltivavano alcuni fondi a mezzadria nella suddetta contrada Lago. Uno di loro era cieco e perciò era accompagnato sempre da una bambina; l'altro, il compare, era un gran furbacchione il quale, abusando della cecità del comparello e della innocenza della bambina, quando doveva dividere con lui il raccolto sparso a mucchi sulla grande aia, sita allora dove oggi trovasi il lago, per sé usava la misura colma, e per il comparello usava la stessa misura ma rovesciata, in modo che bastava poca quantità di grano per colmare il rovescio della misura. Dopo poco tempo il ladro divenne ricco, mentre l'altro languiva nella miseria per lo scarso raccolto a lui toccato. Ma le cose non potevano andare sempre così. Una notte, ed era quella di S. Giovanni, si vide in cielo una gran trave di fuoco, che con immenso fragore si abbattè sull'aia piena di raccolto del gran ladro; l'aia sprofondò e in quel luogo stesso in quella medesima notte sorse l'occhio di mare che ricorderà sempre la punita ruberia del ('o fauzo compare) falso compare” (da Fischetti C.,).

Anche Alfredo Carrella (2006) in *Il Pentamerone sarnese ovvero nuie 'a ccà e l'loro 'a llà*, racconta che: *“Si dice che anticamente ci fossero due compari di cresima: uno era cieco mentre l'altro ci vedeva fin troppo bene. I due compari coltivavano a mezzadria il medesimo fondo ma, quando si doveva dividere il grano raccolto, quello che ci vedeva riempiva la misura fino all'orlo per sé mentre per il cieco la riempiva al di sotto della metà. Con questa bella trovata il falso compare diventava sempre più ricco e l'altro sempre più povero tanto che faceva fatica finanche a campare. Il Padreterno, che tutto vede e tutto può, il giorno di S. Giovanni che è protettore dei compari uniti dal sacro vincolo della cresima, scagliò una trave di fuoco sull'aia, dove era steso il raccolto del furbo. La terra si aprì ingoiando l'aia e la casa in una voragine dalla quale, poi, cominciò a sgorgare dell'acqua che formò un lago abbastanza profondo chiamato occhio di mare. Un tempo il lago c'era davvero a Sarno, nella zona che attualmente si chiama Piazza*

Lago, ma un bel giorno lo prosciugarono e al suo posto sorge una piazza circondata da palazzi. ”

Ci sono poi altre descrizioni che fanno riferimento a tale Lago, come per esempio quella di Nicolandrea Siani in *Memorie storico critiche sullo stato fisico ed economico antico e moderno della città di Sarno e del suo circondariato* (1816), che dice: “*esiste infatti nel centro di Tartarico un certo Laghetto, piccolo sì di estensione, ma di notevole profondità, il quale conserva perennemente una cert’acqua torbida e limacciosa. Esso non ha nessuna comunicazione col fiume: esiste isolatamente nel centro di una campagna tutta petrificata; e ciò non ostante è sempre di acqua ripieno. A ritroso di tutti gli sforzi, che vi abbiano fatto i signori di Normandia, famiglia distinta di questa Città, che sono i proprietari di quel fondo, dove esiste il suddetto Lago, ora riempiendolo di copiose arene, ora riaprendovi canali profondi, onde tutta quell’acqua si deviasse nel fiume, ed ora impiegandovi degli altriopportuni mezzi, che la più fina Idrostatica abbia saputo lor suggerire per dissecarlo, esso nondimeno ha superato sempre tutti gli sforzi dell’arte, e si è rimasto di continuo sull’istesso piede: segno evidente di averlo la natura formato apposta per farlo essere lo scolatojo di tutte le impurità.*”

Ancora Carmine Di Domenico in *Sarno nella vita e nella Storia* (1972) riporta che: “*In contrada Lago, vi era, fino a pochi anni fa, un laghetto o occhio di mare, abbastanza profondo, in cui si raccoglievano le acque di rigurgito dei terreni circostanti. Ora è stato prosciugato.*”

Infine in una delibera della Giunta Municipale del Comune di Sarno del 1898, viene deliberato quanto segue:

“SARNO 4 NOVEMBRE 1899 GIUNTA MUNICIPALE CON DELIBERA DEL DÌ 31 DICEMBRE 1898

...Si è stabilito di fittare per uso della scuola tecnica industriale la parte anteriore della casa Barbarulo posta nel fondo dello stesso proprietario già Normandia denominata Lago...

Art. 7 Il Sig. Barbarulo inoltre, come delibera della giunta dà in affitto al Comune il Lago esistente nel fondo stesso con tre quarti di moggio di fondo circostante per l’annuo estaglio di lire 200, dugento, per adibirlo a pubblico scaricatoio e colmarlo.

Art. 8 Il comune nell’eseguire la colmata dovrà lasciare un fosso che permetterà l’afflusso delle acque ove ne risultino fino al discarico ora esistente. Colmato che sia perfettamente il Lago si obbliga di piantarlo a ficheto per riconsegnarlo al proprietario Barbarulo.”

Dall'analisi delle fonti storiche è possibile dedurre:

a) il lago esisteva già nel 1816; b) nel 1898 il lago è stato prosciugato e colmato; c) non è da escludere che dal 1898, anno in cui il Lago è stato prosciugato e colmato, ci siano state negli anni avvenire delle fasi di riattivazione del sinkhole che hanno provocato richiamo di materiale dal basso. Anche la depressione che attualmente esiste (fig. 12) probabilmente è legata ad un fenomeno di riattivazione facilitato anche dalla presenza di un palazzo, costruito proprio dove un tempo vi era il Lago, che col suo peso ha favorito la compattazione del materiale presente nella depressione stessa.



a)



b)



c)



d)

Figura 12 Ubicazione del Lago del Falso Compare. a) cartografia del 1833 b) la freccia verde indica Piazza Lago mentre, il cerchio blu, la depressione attuale; c) e d) palazzo all'interno della depressione

- **LOCALITA' S.ANNA**

Nel corso della ricerca di cronache e cartografia storica relative agli areali di S. Vito e piazza Lago, è stato possibile individuare un altro settore, caratterizzato dalla presenza di piccole depressioni di forma subcircolare, in prossimità di Masseria S.Anna (fig. 13), a SE dall'abitato di Sarno, nelle vicinanze della frazione Lavorate.

Dai sopralluoghi effettuati nell'area e dallo studio bibliografico si evince che si tratta di vecchie cave in tufo dismesse. Un riferimento all'area della Masseria S.Anna è contenuto in un lavoro di Sacchi A., 1885, *“La Regione Vulcanica Fluorifera della Regione Campania”* Atti della Reale Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche di Napoli vol.2, serie 2, n.2, dove l'insigne studioso descrive la cave in tufo di quella zona.



Figura 13 Carta Topografica città di Sarno 1853, tratta da “Memorie storico critiche sullo stato fisico ed economico antico e moderno della città di Sarno e del suo circondario di Nicolandrea Siani”.

Le frecce rosse indicano gli sprofondamenti individuati presso località S.Anna

2.2 Il Lago di Cessuta: Inquadramento geologico e geomorfologico

Il Lago di Cessuta è ubicato all'interno di una estesa depressione di origine tettono-carsica, la Piana di Magorno, posta al confine campano-lucano, nella provincia di Salerno.

La Piana di Magorno, ubicata nel settore centro-meridionale dei Monti della Maddalena e posta a una quota media di 820 m s.l.m., è delimitata da una serie di rilievi che raggiungono i 1300 metri di quota, di natura prevalentemente carbonatica ed in parte arenacea, ed è sede di una potente successione di depositi continentali fluvio-lacustri di età pleistocenica.

Tale porzione dell'Appennino Meridionale è caratterizzata da un complesso assetto geologico-strutturale, legato principalmente agli effetti della tettonica traslativa che ha portato le formazioni carbonatiche di piattaforma a sovrascorrere sulle unità di bacino lagonegresi, e inoltre, alla successiva fase plio-quadernaria di disarticolazione e sollevamento del rilievo; tale assetto è visibile in affioramento in alcune *finestre tettoniche* all'interno del massiccio (Grimaldi S. & Summa G., 2005).

I Monti della Maddalena (fig.14) costituiscono una dorsale carbonatica allungata in direzione appenninica (NNW-SSE) e delimitata, a sud-ovest e a nord-est, da importanti discontinuità tettoniche sulle quali si sono impostati, rispettivamente, il Vallo di Diano e le Valli del Melandro e dell'Agri; il limite meridionale è geologicamente marcato dal sovrascorrimento delle Unità carbonatiche di piattaforma campano-lucana sulle Unità Lagonegresi.

Il Vallo di Diano è una vasta depressione tettonica allungata per circa 37 km, secondo la direttrice NNW-SSE, con un'ampiezza massima di circa 7 km e con fondo quasi piatto, la cui altezza media è di circa 450 m s.l.m.

L'Alta Valle dell'Agri situata al confine occidentale della regione Basilicata, presenta, invece, un disegno planoaltimetrico maggiormente articolato, poiché alcuni rilievi disposti trasversalmente ad essa, determinano una parziale separazione del settore centro-settentrionale da quello meridionale (Di Niro et alii, 1992).

L'Unità dei Monti della Maddalena è costituita da una successione mesozoica di rocce carbonatiche sedimentate lungo il margine esterno della piattaforma campano-lucana. Depositi silicoclastici di avanfossa distale vi trasgrediscono nel Tortonian superiore e depositi di "wildflysch" la ricoprono in discordanza nel Tortonian superiore-Messiniano inferiore (Ascione et alii, 1992).

Dal punto di vista strutturale la dorsale si presenta come una morfostruttura, ad asse centrale NNW-SSE con quote comprese tra 850 e 1482 metri s.l.m., degradante "a gradinata" ad ovest e ad est. Essa è denominata da versanti di faglia con orientazioni

comprese tra N140° e N160° come quelli di Monte Sarcone-Serra Intranita, Serra la Rapanza (Ascione et alii,1992). I versanti occidentali, mediamente orientati N150°, hanno un andamento “a segmenti” dovuto all’intersezione di lineamenti strutturali N150° con altri orientati N120° (Ascione et alii,1992).

La morfostruttura è dominata da paesaggi carsici. Le zone più interessate dal fenomeno dissolutivo gravitano intorno alle conche tettono-carsiche di Mandrano e Mandranello, agorno, Perillo e Spigno (Nicotera & de Riso, 1969).

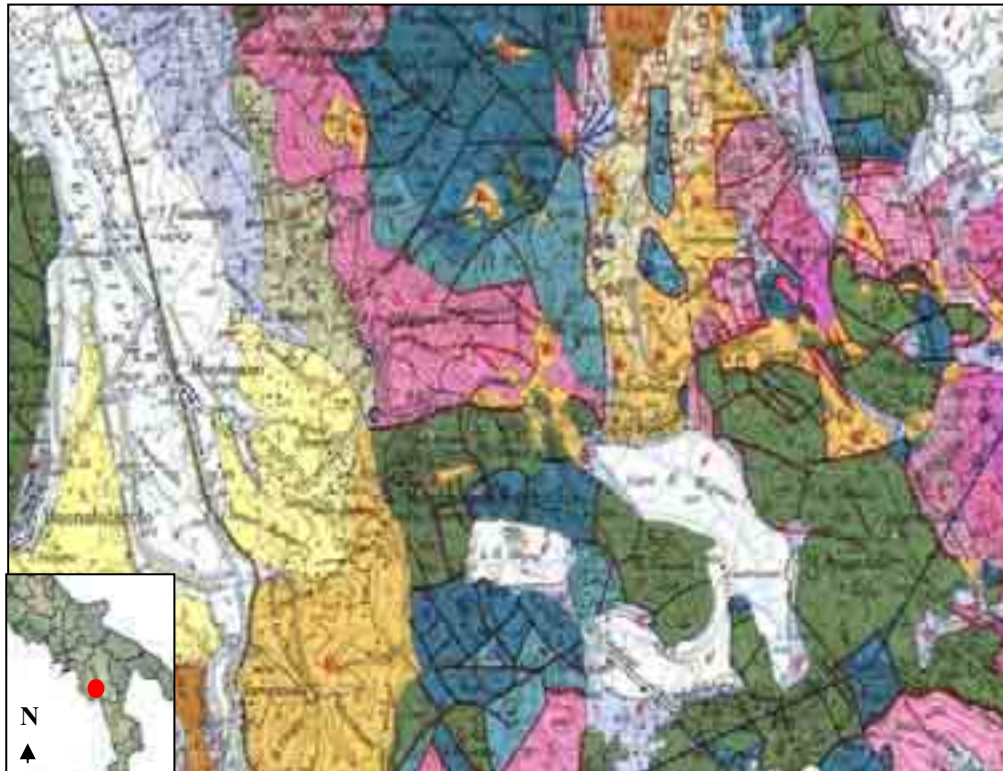


Figura 14 Il Vallo di Diano e la Piana di Magorno nel Foglio geologico 210, scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia

2.2.1 Idrogeologia

Per effetto della complessità dell'assetto geologico-strutturale dell'area, lo schema di circolazione idrica sotterranea dell'unità idrogeologica dei Monti della Maddalena risulta noto soltanto nelle sue linee generali.

D'altronde, in letteratura sono pochi gli studi a carattere idrogeologico che riguardano la dorsale; la maggior parte dei lavori esistenti riguarda le caratteristiche idrogeologiche e/o idrogeochimiche delle scaturigini ubicate nel Vallo di Diano e in Alta Val d'Agri.

Recentemente, Grimaldi S. & Summa G. in: *Caratteri idrogeologici ed idrogeochimici del settore meridionale dei Monti della Maddalena (Appennino Meridionale) 2005*, in seguito ai risultati ottenuti da una campagna di indagini e di studi idrogeologici e idrochimici condotti sull'intero settore centro-meridionale della dorsale dei Monti della Maddalena, hanno proposto un modello di maggior dettaglio dello schema di circolazione idrica e dei rapporti esistenti tra i diversi bacini sotterranei esistenti.

Gli studi condotti da Grimaldi & Summa evidenziano che il settore meridionale dei Monti della Maddalena (fig. 15) costituisce una idrostruttura delimitata, a nord, dalla faglia ad andamento antiappenninico che separa i calcari della piattaforma carbonatica dalle dolomie, e costituisce uno spartiacque idrogeologico chiuso (Celico et alii, 1979). Il limite meridionale della idrostruttura è dato dal contatto tettonico dei terreni della piattaforma carbonatica con le Unità lagonegresi che costituiscono un impermeabile relativo per l'acquifero carbonatico. I limiti idrogeologici, occidentale ed orientale, sono dati dal contatto con i sedimenti alluvionali quaternari, rispettivamente del Vallo di Diano e dell'Alta Val d'Agri.

Nell'area sono presenti numerose sorgenti, quantitativamente e qualitativamente importanti, poste a quote medio-alta (circa 1000 m s.l.m. con portate di circa 0,001 m³/s) e a quote comprese tra i 985 ed i 455 m s.l.m. (con portate comprese tra 0,010 e 0,927 m³/s) quest'ultime riconducibili alla circolazione idrica basale dell'acquifero. Nel settore orientale dell'idrostruttura, nei pressi dell'abitato di Tramutola a quota 620 metri s.l.m., è ubicata una emergenza (Acqua Zolfresca) che contiene idrocarburi idroveicolati, probabilmente imputabile ad un apporto localizzato di acqua di fondo dovuto alla risalita di fluidi ed idrocarburi attraverso l'incrocio di faglie profonde. Anche le anomalie osservate per altre sorgenti (Acqua Panzone) potrebbero essere imputabili alla risalita di fluidi profondi.

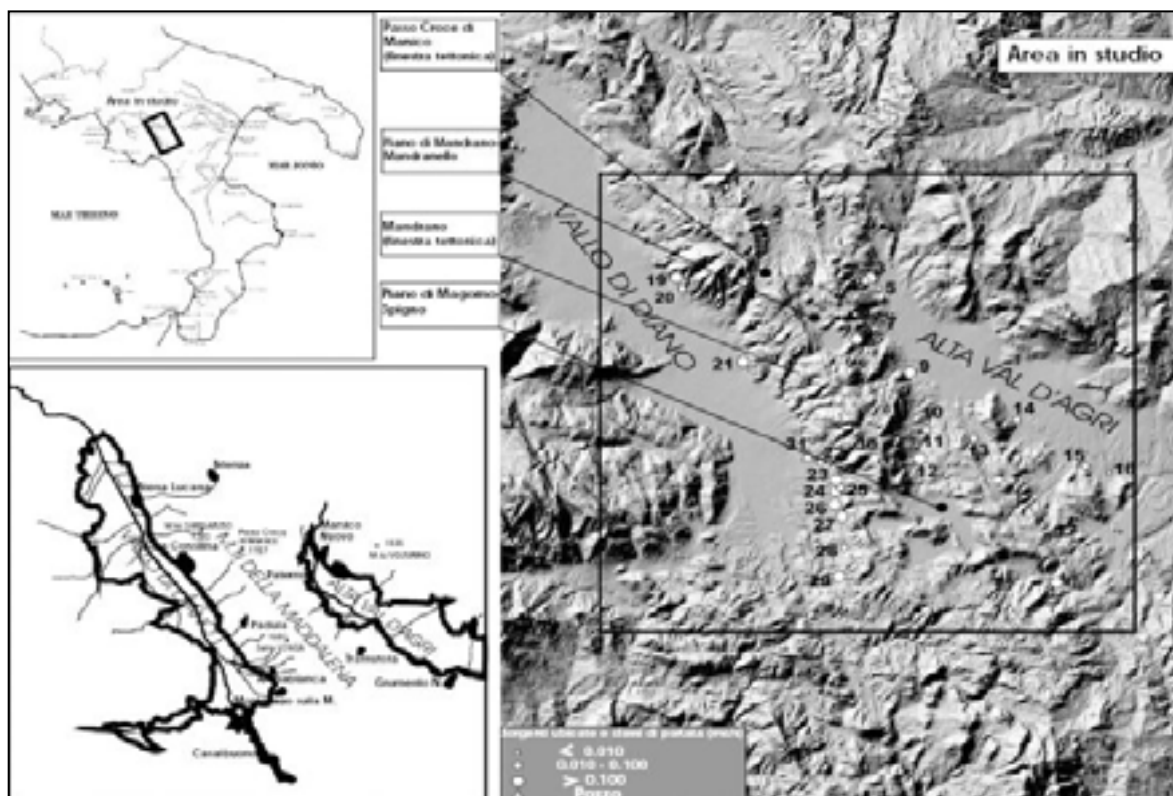


Figura 15 Ubicazione dell'area di studio e ubicazione delle sorgenti campionate.

Da: Grimaldi & Summa, 2005.

Il complesso quadro geologico-strutturale caratterizzato da una grande frammentazione e dalla conseguente presenza di numerosi spartiacque idrogeologici, tamponanti e/o parzialmente aperti, ha consentito il costituirsi di un acquifero “multisistema”, in cui è possibile riconoscere diversi bacini sotterranei (fig. 16).

Da nord, in senso orario, Grimaldi & Summa individuano 12 bacini sotterranei a circolazione autonoma, o parzialmente autonoma, aventi come recapito principale le sorgenti più importanti dell'area.

Bacino sotterraneo 1

Bacino sotterraneo costituito dalle dolomie di Monte Madonna di Silo Alto-Gargaruso con un'estensione di circa 54,8 km²; ha recapito preferenziale nelle sorgenti del gruppo Taverna Conca Grande e San Giovanni. Gli interscambi con i sistemi adiacenti sono fortemente limitati per la presenza di spartiacque sotterranei chiusi. Un secondo recapito in direzione di Brienza è testimoniato dalla presenza di una importate incremento in alveo (Torrente Pergola) rinvenuto sul versante orientale. Il frazionamento della circolazione idrica sotterranea è da imputarsi al substrato impermeabile costituito dalle Unità lagonegresi, che risale ripartendo il deflusso a nordest verso Brienza e a sud-ovest verso le sorgenti Taverna Conca Grande e San Giovanni. A partire dalla finestra tettonica di Passo

Croce di Marsico, fino al limite meridionale della struttura, i sistemi idrogeologici sono pressoché indipendenti tra quelli orientali, con recapito preferenziale nell'Alta Val d'Agri e quelli occidentali con recapito nel Vallo di Diano.

Bacino sotterraneo 2

Esso presenta un'estensione areale di circa 17 km², è pressoché autonomo e al suo interno ha alcuni spartiacque aperti responsabili del frazionamento della circolazione idrica sotterranea verso le sorgenti Peschiera Santino, Monaco Santino, Pagliarelle Santino ed a nord-ovest Navarro.

Bacino sotterraneo 3

Il bacino sotterraneo 3, esteso per circa 8,8 km², alimenta le sorgenti Gruppo Oscuriello e Scuro Amaro è ritenuto sostanzialmente autonomo. È quasi esclusivamente costituito da dolomie ed ha come area di ricarica l'importante sistema tettono-carsico dei piani di Mandrano e Mandranello.

Bacino sotterraneo 4

Il bacino sotterraneo 4, costituito in affioramento da calcari e subordinatamente da dolomie, si estende per circa 8,2 km² e alimenta alcune sorgenti nei pressi dell'abitato di Paterno e la sorgente Acqua Panzone che ha la caratteristica di essere la più calda tra quelle presenti nell'area (16,7 °C). Sembrano limitati gli interscambi con i bacini sotterranei adiacenti.

Bacino sotterraneo 5

La sorgente Aggia rappresenta il recapito preferenziale del bacino sotterraneo 5 che risulta essere autonomo e delimitato da spartiacque chiusi. Dal punto di vista litologico è costituito in affioramento da calcari e si estende su di una superficie di circa 13 km².

Bacino sotterraneo 6

Il bacino sotterraneo 6 è costituito in affioramento da calcari e subordinatamente da dolomie, si estende su di una superficie di circa 7,5 km². Risulta anch'esso autonomo con recapito preferenziale verso la sorgente Santo Stefano.

Bacino sotterraneo 7

Il bacino sotterraneo 7, costituito anch'esso da calcari e subordinatamente da dolomie, si estende su di una superficie di circa 11,8 km². Risulta avere una circolazione autonoma ed un recapito preferenziale verso le sorgenti basali di Fontana dei Salici e Carpineta.

Bacino sotterraneo 8

Il bacino sotterraneo 8, invece, è individuato dal sovrascorrimento sulle Unità lagonegresi, che rappresenta uno spartiacque chiuso e dalla metà dell'altopiano di Magorno, definita dall'ipotizzata risalita delle Unità lagonegresi, che determina il limite tamponante del sistema verso ovest. È costituito, in affioramento, prevalentemente da calcari e si estende

su di una superficie di circa 28,2 km². Il recapito di questo sistema è rappresentato dalla sorgente Capocavolo che è in collegamento idraulico al disotto della copertura impermeabile.

Per i bacini sotterranei con recapito nel Vallo di Diano, iniziando da sud, sono stati individuati:

Bacino sotterraneo 9

Il bacino sotterraneo 9, rappresentato quasi esclusivamente da dolomie, si estende su di una superficie di circa 17,1 km², mostra di avere circolazione indipendente con interscambi pressoché nulli con i sistemi adiacenti (Celico et alii, 1979). La sorgente Brignoccole-Mangarrone rappresenta uno dei recapiti della falda di base.

Bacino sotterraneo 10

Il bacino sotterraneo 10 riceve alimentazione dalla metà dell'altopiano di Magorno e Spigno ed ha recapito preferenziale nelle sorgenti di Montesano sulla Marcellana: Acquanova, Ternaturo, Cantari, Valle e San Michele. È costituito, in affioramento, quasi esclusivamente da calcari e si estende su di una superficie di circa 32,2 km². La presenza di varie sorgenti è dovuta ad una serie di faglie che giocano il ruolo di spartiacque sotterranei aperti e frazionano la circolazione a varie quote. Il contatto tra il bacino sotterraneo 10 ed il bacino sotterraneo 11 è rappresentato da uno spartiacque ipotizzato come aperto.

Bacino sotterraneo 11

Il bacino sotterraneo 11 non ha sorgenti importanti, fatta eccezione per la sorgente Fego, ed il recapito verso il Vallo di Diano è impedito dal tamponamento quasi perfetto operato dalle dolomie farinose che affiorano nei pressi di Arenabianca. Questo bacino è costituito in affioramento da calcari e dolomie e si estende su di una superficie di circa 18,2 km². In quest'area è presente un pozzo posto alla quota di 530 metri s.l.m. (Pozzo Arenabianca) che presenta flusso artesiano. Il recapito preferenziale di questo sistema è, quindi, per cascata attraverso uno spartiacque aperto, il bacino sotterraneo 12.

Bacino sotterraneo 12

Il bacino sotterraneo 12, in fine, ha come recapito preferenziale la sorgente San Giovanni in Fonte. È costituito in affioramento da calcari e subordinatamente da dolomie; si estende su di una superficie di circa 14,8 km². La sorgente ha una portata elevata non giustificabile con la sola estensione del bacino sotterraneo 12 (Celico et alii, 1979), riceve quindi alimentazione da sud (bacino sotterraneo 11). Inoltre, in quest'area è presente un'importante alimentazione, attraverso i detriti di versante, verso la piana del Vallo di Diano (Celico et alii, 1991).



Figura 16 Schema idrogeologico del settore meridionale dei M.della Maddalena, da Grimaldi & Summa, 2005.

Legenda: 1) Complesso calcareo esterno all'area studiata; 2) Complesso calcareo interno all'area; 3) Complesso dolomitico interno; 4) Complesso detritico- alluvionale; 5) Complesso "impermeabile" (Unità lagonegresi – flysch miocenico); 6) Direzione principale di deflusso; 7) Spartiacque principale chiuso (asse "dorsale unità lagonegrese"); 8) Spartiacque chiuso; 9) Spartiacque aperto; 10) Limiti di bacino sotterraneo e relativa numerazione; 11) Sorgenti e numerazione; 12) Pozzo; 13) Incremento in alveo

Per verificare il modello di circolazione sotterranea di figura 16, Grimaldi & Summa, seppur in maniera approssimata, hanno stimato il rendimento unitario medio dei singoli bacini sotterranei a partire dai dati di portata delle principali sorgenti che essi alimentano. Tale rendimento medio unitario si aggira intorno a $16 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s} \times \text{km}^2$ per i bacini sotterranei calcareo-dolomitici, fino a raggiungere un valore di circa $30 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s} \times \text{km}^2$ per i bacini costituiti prevalentemente da calcari.

Infine per quanto riguarda le caratteristiche idrogeochimiche dell'area, Celico et alii. (1979) così come Grimaldi & Summa (2005), dall'analisi chimica dei principali punti d'acqua presenti nell'area (fig. 17), hanno evidenziato una facies idrochimica bicarbonato-alcalino-terrosa. Come accennato in precedenza, si registrano anche delle anomalie come

per le sorgenti di Acqua Zolforesca (che registra la presenza di idrocarburi idrovelicolati) e Acqua Panzone, imputabili ad un apporto di acqua di fondo veicolato dalla risalita di fluidi profondi attraverso vie preferenziali costituite dall'incrocio di faglie.

n°	Denominazione sorgente	T (°C)	pH	CE a 20 °C (µS/cm)	R.F. (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	Durezza (°F)	HCO ₃ (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	Se ²⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	TDS (mg/l)
1	Santa Domenica							380	11.4	8.5	17.2	0.12	73.1	37.4	5.9	1.6				
2	Ninardo							189	6.8	4.9	0.6	0.006	56.3	4.9	4.2	1				
3	Monaco Santino	10.4	7.7	300	164	5.5	17.6	231	6.9	3.7	1.8	0.08	57.6	7.7	3.8	1.4	0.005	0.017	0.04	314.04
4	Peschiera Santino	10	7.72	320	167	5.3	19	243	7.1	3.8	1.5	0.08	52.8	14.1	4	1.3	0.004	0.003	0.021	327.71
5	Pagliarelle Santino	10.9	7.6	350	207	5.2	20	243	7.3	4.2	2.3	0.1	56.8	14.1	4.1	1.2	0.003	0.009	0.016	333.13
6	Scuro Amaro	10	7.72	340				226	7.1	4.4	2.6	0.019	47.9	17	4.9	1.4			0.181	
7	Acqua Panzone	16.5	7.46	450				261	8.3	12.6	2.2	0.5	47.7	17.1	22.7	2.5			0.046	
8	Gruppo Oscariello	9.4	7.77	380	210	5.9	22	268	7.6	5.3	2.5	0.09	52	21.8	4.9	1.3	0.004	0.005	0.013	363.51
9	Aggia	9.9	8.03	290	138	4.5	16	195	6.1	4	2.9	0.09	47.2	10.2	3.2	1.2	0.004	0.001	0.012	269.91
10	Acqua Zolforesca	14.9	7.46	470	280	5.2	24	304	8.8	15.8	0.19	0.14	57.6	23.3	9.5	1.6	0.004	0.11	0.01	421.2
11	Caranna	11.8	7.62	380	201	4.4	21	280	6.9	5.1	1.66	0.08	56	17	3.9	1.1	0.003	0.009	0.014	371.77
12	Capo Cavallo	10.7	7.66	340	199	4.8	19.6	243	6.2	3.1	3.2	0.06	54.4	14.5	3.6	1.3	0.005	0.011	0.013	329.39
13	Capo d'Acqua	11.3	7.57	410				251	8.6	5.5	4.3		74.1	6.4	6.3	1.8				
14	Santo Stefano	13.4	7.46	460	260	7.5	25.8	365	9.2	8	6.5	0.19	76	16.5	7.2	1.9	0.004	0.12	0.016	490.63
15	Fontana dei Salici	12.9	7.46	430	247	6.5	23.4	316	7.5	4	3.6	0.09	76	10.7	4.3	1.5	0.004	0.036	0.015	423.74
16	Carpineta	13.7	7.23	510				312	10.4	8.4	12.8	0.08	82.4	14.3	9.5	1.9				
17	Fosso Fabbriata	11.9	8.03	530	330	6.5	28	353	13.8	13.4	9.7	0.09	92	12.1	7.6	2.7	0.004	0.019	0.019	504.43
18	Lupara	11	7.62	300	188	5.5	18	207	7.2	3.5	4.4	0.07	64	4.8	3.7	1.1	0.004	0.018	0.018	295.81
19	Taverna Conca Grande	11.3	7.69	430	208	3.1	23	304	9.4	5.9	0.86	0.2	55.2	23.3	6.2	1.13				405.18
20	San Giovanni							321	12.3	9.7	16.7	0.016	57.3	33	9	4.7				
21	San Giovanni in Fonte	12.9	7.47	430	139	2.8	18	243	7.2	4.5	0.83	0.14	49.6	13.6	3.8	0.8				323.47
22	Fogo	12	7.94	420				272	7.5	4.9	0.6	0.035	56.8	22.1	4.3	0.6				
23	Acquanova	10.4	7.74	370	131	3.8	16	207	6.9	3.9	1.58	0.14	44.8	11.6	3.5	0.83				280.25
24	Ternaturo	11	7.65	350	218		20	219	8.4	3.9	5.3	0.07	58.4	13.1	4.3	1.1		0.01		313.58
25	Falle	11.1	7.82	290				203	6.4	3.1	4		45.6	14.5	3.6	1				
26	Canari	11.5	7.8	360	268		21	243	6.4	3.1	7.3	0.06	60.8	14.4	3.5	1.9		0.01		340.47
27	Cappuccini	11.1	7.57	340				239	5.3	3.3	4.3	0.004	56	15.4	3.1	0.9				
28	San Michele	10.6	7.55	370				252	5.4	3.8	1.8		57.4	16.8	3.1	0.8				
29	Brignocole - Mangarone	12	7.42	440				300	6.6	4.2	0.6	0.071	73.3	16.8	3.8	0.5				
30	Acquilonia	10.2	7.42	380	238		21.4	243	7.8	4.9	1.34	0.06	80	3.4	4.8	1.1		0.01		346.41
31	Pozzo Arenabianca	14.5	7.40	520	156	4	18	207	6.5	6.8	1.13	0.2	50.4	13.1	3.3	0.91		0.09		

Figura 17 Risultati delle analisi chimiche dei principali punti d'acqua, da Grimaldi & Summa, 2005.

2.2.2. Storia sismica dell'area

L'Appennino campano-lucano, in particolare l'area della Val d'Agri, è una delle aree italiane a maggiore potenziale sismogenetico. Esso si colloca in quella fascia dell'Appennino meridionale interessata nel passato da grandi processi deformativi la cui evoluzione ha portato, a partire dal Pliocene (5 MA dal presente), alla nascita dei principali lineamenti strutturali prevalentemente rappresentati da sistemi di faglie distensive orientati in direzione appenninica NO-SE. La sismicità è molto elevata con epicentri localizzati in corrispondenza di faglie estensionali ad andamento longitudinale. Tali faglie hanno generato eventi distruttivi con intensità maggiore del X grado della scala Mercalli, quali il terremoto del 1857 nella Val d'Agri e quello Irpino del 23 novembre 1980.

In fig. 18 sono riportati i maggiori terremoti avvenuti nell'Appennino meridionale tra il 461 a.C. ed il 1900 che hanno interessato l'Appennino meridionale ed il settore meridionale dei Monti della Maddalena dove ricade l'area di studio. Il primo evento riportato dalle fonti storiche, è il terremoto del 1273, che causò gravi danni a Potenza e danni non precisati nell'area della Basilicata. All'evento è attribuita un'intensità del VIII-IX grado MCS. Nel 1561, due forti scosse, avvenute il 31 luglio e il 19 agosto e numerose repliche di minore intensità colpirono l'area.

Il giorno 8 settembre del 1694 una scossa molto forte, seguita da un'altra violentissima replica e da una sequenza d'eventi d'intensità equiparabile, colpì una vasta area dell'Italia meridionale. La Campania, la Basilicata e la Puglia subirono danni ingenti e perirono più di 6.000 persone. Gli effetti sull'ambiente furono notevoli: la scossa innescò frane e crolli di massi. Vennero anche osservate onde anomale nel mare in prossimità della costa di Brindisi. Il primo febbraio 1826 un terremoto ascrivibile al IX grado MCS, colpì l'area a Nord-Ovest della provincia di Potenza. Nei dintorni di Tito (PZ) (paese maggiormente danneggiato) si ebbero frane e scaturirono nuove sorgenti. Potenza, Satriano di Lucania (PZ) e Tramutola (PZ) subirono numerosi crolli d'abitazioni. Nella zona del massiccio del monte Sirino, al confine tra la Campania e la Basilicata, il 20 novembre 1836 si verificò un evento del IX grado MCS. Il paese che subì i maggiori danni fu Lagonegro (PZ) dove quasi tutte le abitazioni furono distrutte o danneggiate. Un altro forte terremoto (X grado MCS) che causò più di mille morti, avvenne il 14 agosto 1851. La scossa principale fece crollare quasi tutti gli edifici di Barile (PZ) e Melfi (PZ). A distanza di un'ora dalla precedente, una seconda scossa di minore entità colpì l'area, gravando ulteriormente sugli edifici già lesionati. L'area di maggiore risentimento si estese verso Est, in direzione della valle d'Ofanto, e verso Nord. Molti paesi irpini subirono gravi danni e la scossa fu avvertita anche in Campania, Abruzzo e Salento. Le lesioni generate da quest'evento,

vennero anche attribuite ai caratteri edilizi dell'area: la pietra lavica e le malte terrose impiegate nella costruzione e l'architettura stessa degli edifici li avevano resi maggiormente vulnerabili alle vibrazioni prodotte dal terremoto. Nel 1857 altri due importanti eventi sismici colpirono la Basilicata. Il primo (XI MCS), occorso il 16 dicembre e di maggiore rilevanza, devastò un'ampia zona della provincia di Potenza e di Salerno. Le fonti ufficiali riportano più di diecimila vittime, il 90% delle quali nell'area potentina. Un'area di più di 3.000 kmq fu completamente rasa al suolo. La seconda scossa, avvenuta dopo dieci giorni dalla prima, ebbe com'epicentro l'attuale Montemurro (PZ), che già fu tra le aree maggiormente colpite dal precedente terremoto. A quest'evento è attribuito un'intensità pari al VII-VIII grado della scala MCS. Nel 1930 nella zona montuosa compresa tra Melfi (PZ) e Ariano Irpino (AV), durante la notte del 23 luglio, occorre un evento del X grado MCS. L'ultimo evento preso in considerazione, è quello del 23 novembre del 1980 d'intensità pari al X-XI grado MCS che colpì gravemente l'Irpinia e la Basilicata. Gli effetti della scossa interessarono tutta la penisola Italiana. Questo movimento tellurico causò poco meno di tremila vittime, diecimila feriti e i senzatetto si avvicinarono ai 300.000. L'area di danneggiamento fu stimata di circa 3.500 kmq. Alla scossa principale ne seguirono molte altre anche di lunga durata (intorno ai due minuti) che contribuirono all'opera di distruzione.

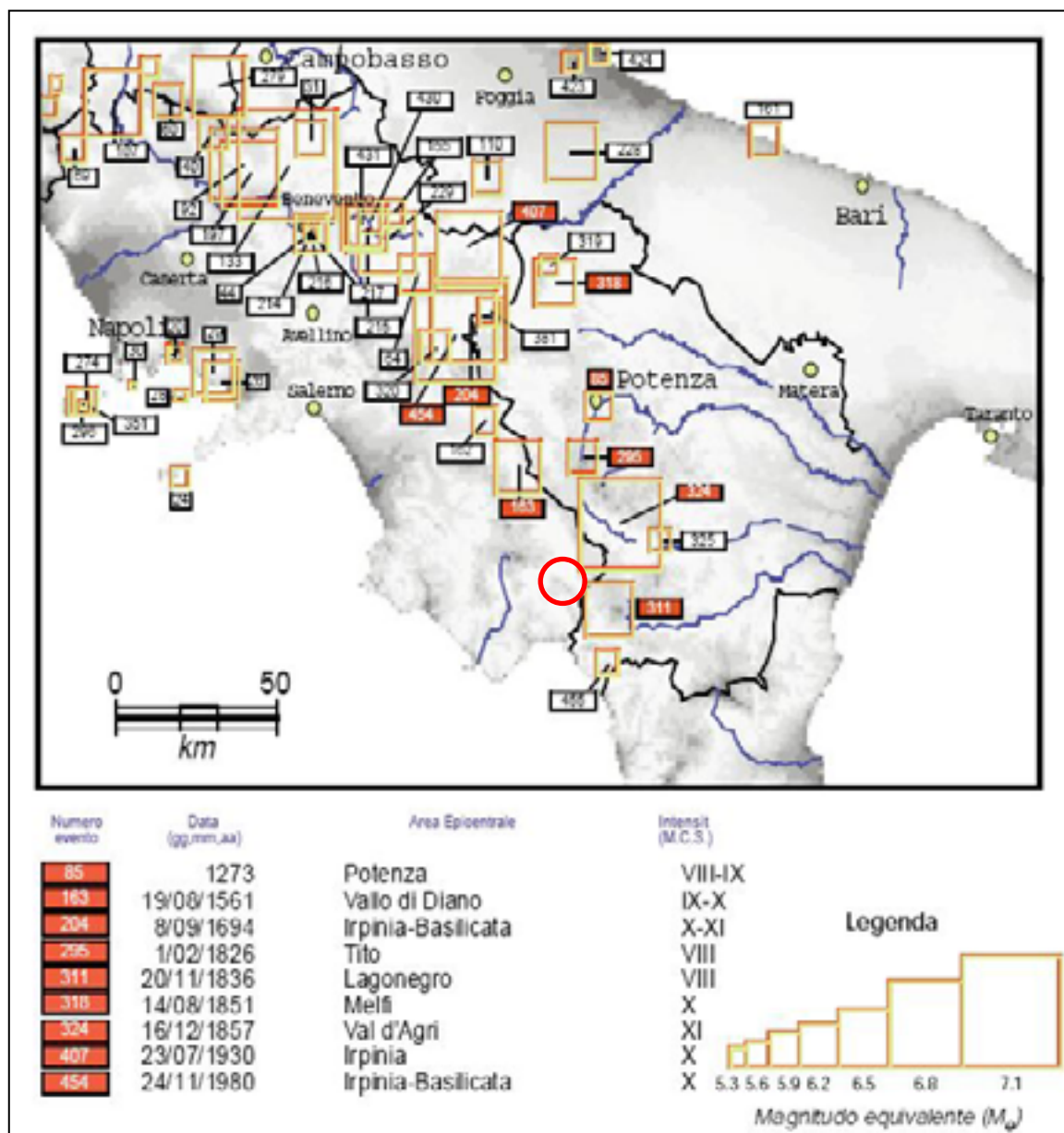


Figura 18 Distribuzione epicentrale dei maggiori terremoti avvenuti nell'Appennino meridionale tra il 461 a.C. ed il 1900. Tali eventi sono tratti dal catalogo dell'Istituto Nazionale di Geofisica (ING) e da quello della Società Geofisica e Ambiente (SGA). Il cerchio rosso indica l'area del Lago di Cessuta.

2.2.3 Piana di Magorno ed il Lago di Cessuta

In linea con gli obiettivi della ricerca, sono stati svolti approfondimenti mirati alla verifica dell'ipotesi che il lago di Cessuta costituisca una morfologia di sprofondamento.

Per quanto riguarda l'assetto geologico, sono stati acquisiti dati stratigrafici relativi ad alcune perforazioni eseguite nella piana, in località Perito Grande, area ove è stata realizzata alcuni decenni or sono la centrale di compressione del gas della SNAM S.p.A. Nella suddetta area il sottosuolo è costituito da:

<i>da 0.00 a -1.50 m</i>	<i>Terreno agrario</i>
<i>da -1.50 a -8.50 m</i>	<i>Limo argilloso-torboso</i>
<i>da -8.5 a -11.0 m</i>	<i>Sabbia limosa</i>
<i>da -11.0 a -17.0 m</i>	<i>Limo argilloso</i>
<i>da -17.0 a -20.0 m</i>	<i>Argilla limosa con sottili intercalazioni sabbioso-limose</i>

In base ad informazioni raccolte in loco, relative a pozzi per uso agricolo, lo spessore totale della coltre dei depositi sciolti si aggira mediamente intorno ai 30 m, profondità alla quale è presente il substrato carbonatico.

Per quanto riguarda la circolazione sotterranea, le informazioni raccolte consentono di individuare una falda superficiale, a carattere freatico, con livello statico posto a pochi metri dal p.c., tamponata a letto dal livello argilloso incontrato nei sondaggi a circa 11-15 m di profondità, e una falda profonda con sede nei calcari.

Per quanto già esposto nei paragrafi precedenti, il bacino idrogeologico della piana non corrisponde con quello idrografico, ricadendo in parte nel bacino 8 e in parte nel bacino 10 di Grimaldi S. & Summa G., 2005.

Per quanto riguarda la circolazione superficiale, la piana di Magorno costituisce una conca endoreica nella quale si raccolgono le acque meteoriche che cadono nei rilievi che la circondano; il reticolo idrografico superficiale risulta scarsamente sviluppato, e comprende - nella piana - una rete di canali di scolo che conducono ad alcuni inghiottitoi carsici, di cui quello denominato Vajana risulta attivo.

Sulla base degli elementi raccolti, la genesi del lago di Cessuta potrebbe essere connessa sia a una fenomenologia da sprofondamento che alla presenza di un inghiottitoio carsico, soggetto all'alternarsi di fasi di stasi e di riattivazione.

Purtroppo, anche i rilievi e le verifiche sul terreno di alcuni modesti avvallamenti individuati nel settore settentrionale della piana, riportati anche nella cartografia IGM in scala 1: 25.000 - che avrebbero potuto fornire una conferma indiretta dell'esistenza di fenomeni di sprofondamento - non hanno condotto a risultati concreti: attualmente tali

forme sono state regolarizzate dalla mano dell'uomo, né gli abitanti del luogo riferiscono di sprofondamenti antichi e/o recenti.

Attualmente lo specchio lacustre (fig. 19) è soggetto a progressivo interrimento.

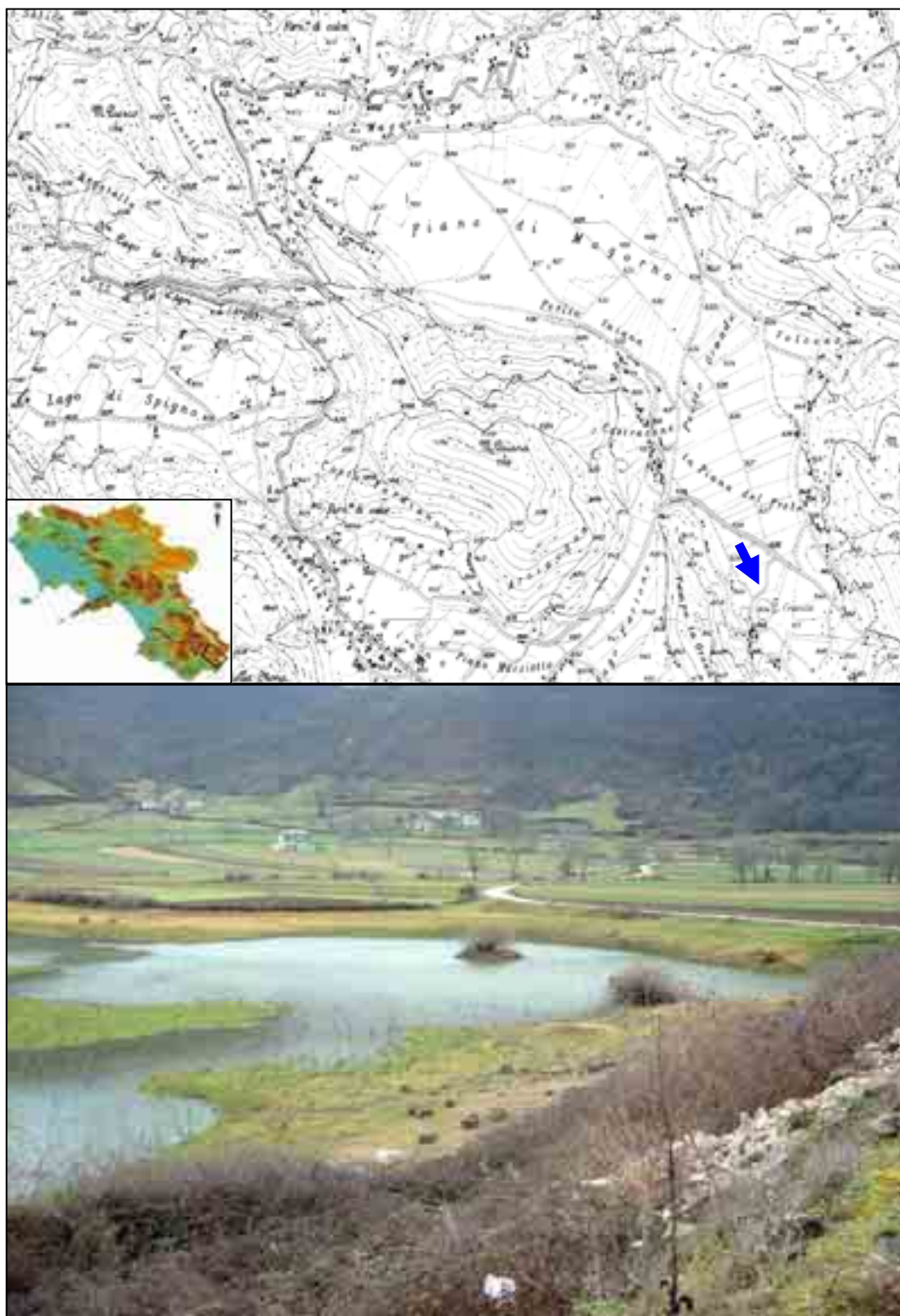


Figura 19 Lago di Cessuta, foto del 07/02/2007

Nei documenti acquisiti nel corso della ricerca bibliografica, sono presenti numerose descrizioni e racconti riguardanti la Piana di Magorno ed il Lago di Cessuta, che, anticamente, come riportato anche su cartografie storiche risalenti agli inizi del settecento e dell'ottocento, era denominato come Lago Muorno, e poi successivamente Lago Maurno. E' solo agli inizi del 1900 che viene identificato come Lago di Cessuta.

Alcune descrizioni e racconti sulla Piana di Magorno come quella riportata da Macchiaroli S., canonico teologo della cattedrale della diocesi di Diano, in *Diano e l'omonima sua Valle* fanno riferimento addirittura a Massimo Tirio, filosofo Platonico (del secolo II - III d.C.) che testualmente racconta: “*nelle prossimità di detto Lago, eravi una fatale spelonca, nella quale chiunque vi si recava per sapere degli oracoli le cose future, dopo che i sacerdoti addottivi pel nefando culto, avevano offerti i loro sacrificii, compariva in forma di microscopica immagine l'anima di colui che era stato evocato, e da questa si sapevano gli eventi dell'avvenire; anzi si aggiunge dal prefato autore, che questo antro è rammentato da Omero, poiché ivi introdusse il suo Ulisse a spiare gli arcani del fato. Ci è chi opina che da questo mito reputandosi fra gli antichi gentili quest'andro come santo, dette al monte che gli sta d'appresso la nomenclatura di monte santo cambiato nell'altra di Montesano.*”

Un'altra descrizione molto accurata della Piana e del Lago è riportata da Mallet R. in *Great neapolitan earthquake of 1857. The first principles of observational seismology* sviluppati nel rapporto alla Royal Society di Londra sulla spedizione fatta per conto della società nel Regno di Napoli, per studiare le circostanze e gli effetti prodotti dal grande terremoto del dicembre 1857. Nel Capitolo XVII intitolato *Viaggio oltre il passo e nei pressi del Lago Maorno*, Mallet scrive: “*A Tardiano sul pendio opposto verso l'avvallamento dell'elevato lago montano comincia lo scuro Lago Maorno, comunemente chiamato dagli abitanti Lago Maori. Molti strati particolari di scisto metamorfico e argilla indurita, con qualche sottile strato duro come la selce nera o giada, dal carattere litologico molto simile a quest'ultima, sono passati a circa 500 piedi sopra il livello del Lago Maorno, dove la discesa torna ad essere molto ripida lungo il lato nord di un torrente senza nome che discarica in esso.*”

Infine, l'analisi della cartografia antica reperita permette di evidenziare alcune modifiche della forma e dell'estensione del lago. Dal confronto tra le carte antiche degli anni 1597-98, 1850, 1871, 1956 si nota come il Lago abbia subito delle modifiche nella forma, inizialmente più ampia ed allungata, e successivamente subcircolare. In particolare nella carta *Provincia di Principato Citeriore* del 1850 è evidente come il Lago, nella parte sudoccidentale, venisse alimentato da un torrente proveniente dalle colline retrostanti così come descritto nelle osservazioni di Mallet sopra riportate (fig. 20).



a)



b)



c)



d)

Figura 20 Stralci di cartografie antiche della Piana di Magorno e del Lago di Cessuta

a) 1597/98 b) 1850 c) 1871 d) 1956

3. Conclusioni

Sono stati studiati due settori di piana ad elevata suscettibilità a fenomeni di sprofondamento, caratterizzati da un diverso assetto geologico-strutturale ed idrogeologico e diverse litologie affioranti:

- 1) La piana di Sarno: i fenomeni di sprofondamento individuati si sviluppano in terreni di piana alluvionale e falda detritica di versante
- 2) La Piana di Magorno (Montesano sulla Marcellana – Sa): conca intramontana di origine tettono-carsica, sede di una potente successione di depositi fluvio-lacustri di età pleistocenica.

Per quanto riguarda l'area di Sarno, lo studio bibliografico e i rilievi sul terreno hanno permesso di individuare due aree soggette a sprofondamenti.

- Area prossima all'abitato di Sarno (Lago del Falso Compare). Nel passato si è verificato un fenomeno certo di sprofondamento improvviso, che ha dato origine a una cavità, , rapidamente colmatasi di acqua di falda denominata Lago del Falso Compare. Tale evento viene descritto in alcuni testi antichi, anche se, tuttavia, tali cronache non consentono una datazione precisa dell'avvenimento. Un riferimento contenuto negli Atti della Giunta Municipale, consente di stabilire che il lago è stato colmato nel 1898.
- Area ad est dell'abitato (Fossa di S. Vito). In tale area è presente una depressione di forma subcircolare che presenta caratteristiche morfologiche e litologiche compatibili con una fenomenologia da sprofondamento.

Altre morfologie individuate nel corso dell'analisi cartografica e aerofotogrammetrica preliminare (vedi località S. Anna) sono risultate di origine antropica, trattandosi di aree soggette anticamente ad attività estrattiva.

Per quanto riguarda l'assetto geologico – strutturale predisponente l'attivazione di sinkhole, si rileva :

- La presenza, al disotto della successione di piana alluvionale, di un substrato carbonatico carsificato, ad una profondità generalmente molto elevata dal p.c., dell'ordine del centinaio di metri in corrispondenza del lago del Falso Compare, e maggiore (>250 m) nell'area della Fossa di S. Vito.
- La presenza di depositi di travertino nell'area.

- L'ubicazione dei fenomeni di sprofondamento in corrispondenza di lineamenti tettonici.
- L'esistenza di una circolazione idrica sotterranea caratterizzata dalla presenza di un acquifero superficiale multistrato alimentato da una circolazione più profonda, che localmente, in corrispondenza dell'intersezione di lineamenti tettonici, alimenta sorgenti di acqua mineralizzata legata alla risalita di fluidi profondi.

Tali elementi costituiscono fattori predisponenti la formazione di sinkholes, e l'area di Sarno può essere definita una *sinkhole prone area*, *sensu* Nisio & Salvati, 2004.

Relativamente alla genesi, gli elementi raccolti consentono di ipotizzare un meccanismo genetico erosivo agente dal basso (a partire dal bedrock posto a notevole profondità) verso l'alto, collegato alla risalita, attraverso il complesso sistema di faglie fratture, di fluidi arricchiti nella componente gassosa, che potrebbero aver determinato la formazione di cavità sotterranee e il collasso delle coperture sovrastanti (fig. 21).

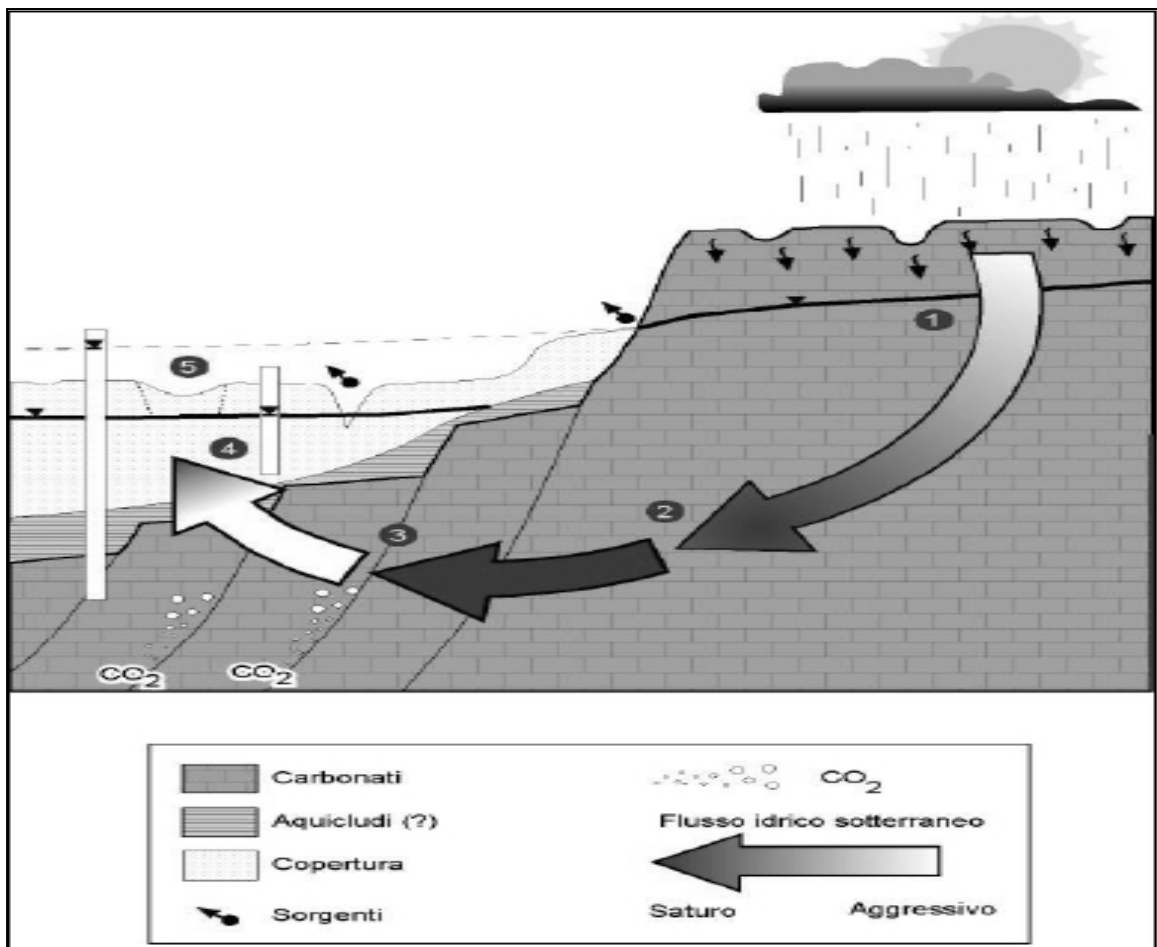


Figura 21 Schema del meccanismo genetico per la formazione di fenomeni di sprofondamento nell'area di Sarno

Per quanto riguarda la Piana di Magorno, l'assetto stratigrafico e le caratteristiche granulometriche dei depositi del settore di piana risultano compatibili con il verificarsi di un meccanismo erosivo agente dal basso, collegato alle variazioni stagionali della tavola d'acqua all'interno dei depositi stessi che darebbe origine a fenomeni di liquefazione dei materiali e alla conseguente formazione di sprofondamenti in superficie. A tale meccanismo di genesi, sono riconducibili le forme minori individuate nel settore settentrionale della piana, riportate anche nella cartografia IGM in scala 1: 25.000

Relativamente al Lago di Cessuta, non sono state raccolte testimonianze storiche relative a uno sprofondamento, ed i dati raccolti non consentono una definizione certa del meccanismo di formazione del lago.

La presenza di inghiottitoi lungo i margini della piana, la profondità non ben definita del bedrock calcareo e la presenza di una circolazione sotterranea poco ricca e non mineralizzata, costituiscono, viceversa, elementi a favore dell'ipotesi di un inghiottitoio.

4. Bibliografia

Amato A., 1995, *Le paleosuperfici dell'Appennino campano-lucano in rapporto all'evoluzione tettonica neogenico-quadernaria*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, Univ. Napoli Federico II, 128 pp.

Ascione A., Cinque A., Santangelo N. & Tozzi M., 1992, *Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente plio-quadernaria: nuovi vincoli cronologici e cinematica*. Studi Geologici Cameriti, volume speciale (1992/1), 191-200.

Ascione A., & Cinque A., 1995, *L'età della tettonica trascorrente nell'Appennino campano: il contributo dell'analisi geomorfologica*. St. Geol. Cameriti, v.sp. 1995/2, 41-52.

Arabia Francesco Saverio, *Relazione storica del terremoto di Basilicata nell'anno 1851*.

Aversano Vincenzo e Ruggiero Guido, 2000, *Montagna assassina o vittima? : per una storia del territorio e delle alluvioni di Bracigliano, Quindici, Sarno e Siano (1756-1997)*. Laveglia, Salerno.

Baldassarre Giuseppe, *Effetti geologici del sisma del 23/11/1980 nella periferia dell'abitato di Atella*.

Beguinet, Corrado 1963, *La valle del Sarno : edilizia minore e sviluppo economico / Corrado Beguinet* , Napoli, F. Fiorentino.

Berardi R. 1992, *Liquefazioni del terreno in occasione di terremoti storici italiani : dati preliminari : memoria di R. Berardi...[et al.]*, Memorie della Società geologica italiana. 41: Atti del 74. Congresso della Società Geologica Italiana : L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale Sorrento 13-17 settembre 1988. 2: Sedimentologia ; Deformazioni gravitative profonde e stabilità dei versanti ; Campi Flegrei ; Idrogeologia ; Sismicità ; Geologia strutturale e geodinamica P.1145-1151.

Bosi C., Chiazzo C., Cinque A., & Messina P., 1996, *Le superfici relitte della regione fucense (Appennino centrale) ed il loro possibile significato nella ricostruzione dell'evoluzione geologica*. Il Quadernario, 9, 381-386.

Brancaccio L., A.Cinque, F.Russo, D.Sgamati, 2000, *Le frane del 5-6 maggio 1998 sul gruppo montuoso Pizzo d'Alvano (Campania): osservazioni geomorfologiche sulla loro distribuzione e sulla dinamica delle connesse colate*. Quaderni di Geologia Applicata, 7-1.

Cammelli Vittorio, *Sarno nell'età moderna. Valle del Sarno: Centro Ricerche e Documentazione*.

Capocci Ernesto, 1858, *Catalogo de' tremuoti avvenuti nella parte continentale del Regno delle Due Sicilie*. Annali Civili, Napoli.

Carrella Alfredo, 2006, *Il Pentamerone sarnese ovvero nuie 'a ccà e lloro 'a llà*, Ed. RIPOSTES – Battipaglia (SA).

Celico P., 1978-79, *Schema idrogeologico dell'Appennino Carbonatico Centro-Meridionale*, Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Napoli
Celico P., D. Stanzione, M. De Gennaro, M. Ferreri, M.R. Ghiara, D. Russo, 1979, *Idrogeochimica del Vallo di Diano (Salerno)*, Boll. Soc. Natur. Napoli, vol. 89, pp.499-524

Celico P., De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Russo D., Stanzione D., Zenone F., 1980, *Il margine orientale della Piana Campana: indagini idrogeologiche e geochemiche*, Periodico di Mineralogia, Anno 49, pagg. 241-270

Celico P., 1983, *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quaderni Casmez 4/2, Roma.

Celico P., Salzano Giovanni, Valletta Mario, 1990, *Studio idrogeologico preliminare della piana del Sarno (Campania)*, Mem.Descr.Carta Geol. d'It. XXXVIII, pp.297-308

Celico P., De Innocentis M. & Molinaro A., 1991, *Circolazione idrica sotterranea nella piana del Vallo di Diano (SA)*. Atti 1° Convegno Nazionale dei giovani ricercatori in Geologia Applicata, in "Ricerca Scientifica ed Educazione Permanente", Suppl. 93, 277-285.

Celico P. et alii, 1995, *Carta della vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi delle Piane del Sarno e del Solofrana (Campania)*.

Celico P. & Guadagno F.M., 1998, *L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze*. Quaderni di Geologia Applicata, vol. 1, 1998

Celico P., Aquino S., Esposito L. & Piscopo V., 2000, *Problematiche idrogeologiche connesse con i fenomeni di instabilità delle coltri piroclastiche della dorsale del Pizzo d'Alvano (Campania)*. Quaderni di Geologia Applicata, vol. 7-2, 2000

Celico P., De Vita P., Fabbrocino S. & Piscopo V., 2001, *Primi risultati dell'analisi dei debris flows nei versanti dei rilievi carbonatici peri-vesuviani: aspetti idrogeologici predisponenti e condizioni idrogeologiche critiche* – Atti dei Convegni Lincei n. 181 “Il dissesto idrogeologico: Inventario e prospettive”, Accademia nazionale dei Lincei, 5 giugno 2001

Chirico G.B., Claps P., Rossi F. & Villani P., 2000, *Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation in the Campanian volcanoclastic soil. Mediterranean Storms*. Proceedings of the EGS Plinius Conference, 473-484

Civita M., De Riso R. & Nicotera P., 1970, *Sulla struttura idrogeologica alimentante le sorgenti del fiume Sarno e le falde pedemontane profonde della parte sud-orientale della Conca Campana*. Atti I Conv. Intern. Acque Sott., I.A.H., Palermo

C.N.R., *Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes*

D'Acunti Caterina, Vincenzo D'Acunti, 2004, *Un parroco una chiesa una comunità*, La veglia Editore

D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P., 1973, *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Accademia Nazionale Lincei, Quad., 183, 49-72

D'Aponte Tullio, 1979 *La piana del Sarno : le trasformazioni dell'assetto territoriale* / Tullio D'Aponte, Napoli, Istituti di Geografia e di geografia Economica dell'Università.

De Vita P., 2000, *Fenomeni di instabilità delle coperture piroclastiche dei Monti Lattari, di Sarno e di Salerno (Campania) ed analisi degli eventi pluviometrici determinanti*. Quaderni di Geologia Applicata, 7, 213-239

De vita P., D.Agello, F.Ambrosino, E.De Luzio, 2003, *Caratterizzazione del sistema idrogeologico superficiale coltre piroclastica-substrato carbonatico nella dorsale dei monti di Sarno (Campania)*. Quaderni di Geologia Applicata – Serie AIGA 2, 249-69.

De Vita P., Celico P., 2006, *Distribuzione delle coltri piroclastiche sui versanti carbonatici perivesuviani e suscettibilità a franare*, Giornale di Geologia Applicata 3, pp. 145-151

Del Giudice Francesco, *Ragguaglio dei principali fenomeni naturali avvenuti nel Regno durante il 1857*. Napoli.

Di Domenico Carmine, 1972, *Sarno nella vita e nella storia. Piccola antologia di scrittori sarnesi*. Scala, Sarno.

Di Niro A., Giano I. & Santangelo N., 1992, *Primi dati sull'evoluzione geomorfologica e sedimentaria del bacino dell'Alta Val d'Agri (Basilicata)*. Studi Geologici Cameriti, volume speciale (1992/1), 257-263

Donato Cosimo, 1980, *Il territorio del Sarno. Storia-Società-Arte di Donato Cosimo*. Cava dei Tirreni.

Primo Autore Federazione Speleologica Campana, Autore secondario Del Prete Sossio, Giulivo Italo, Santo Antonio, Russo Natalino, 2005, *Grotte e speleologia della Campania : atlante delle cavità naturali a cura di Natalino Russo, Sossio del Prete, Italo Giulivo, Antonio Santo*. E. Sellino, Avellino.

Ferrara O., *Storie sarnesi: audaci imprese e sacri riti nelle vicende millenarie di una comunità meridionale*

Fiorillo F. & Wilson R.C., 2004, *Rainfall induced debris flows in pyroclastic deposits, Campania (southern Italy)*. Engineering Geology 75, 263-289

Fischetti C., 1926, *Appunti sulla città di Sarno illustrata di C.Fischetti*. Salerno & Milone, Sarno.

Galadini F., Galli Paolo, Giraudi Carlo, 1995, *Individuazione ed analisi di deformazioni geologiche associate a liquefazioni indotte da terremoti*, Geologia Applicata e

Idrogeologia, Atti 1. Convegno del Gruppo nazionale di geologia applicata : con la partecipazione dell'International Association of Engineering Geology (I.A.E.G.) Sezione Italiana : La città fragile in Italia : Giardini Naxos, 11-15 giugno 1995, p. 45-58.

Greco Luigi Maria, 1858, *Terremoti Basilicata, Storia e fonti*. Memoria Estratta dal Vol. VII di Degli Scrittori che han trattato dei tremuoti di Basilicata nel decimonono secolo.

Grimaldi Salvatore, Gianpietro Summa, 2005, *Caratteri idrogeologici ed idrogeochimici del settore meridionale dei Monti della Maddalena (Appennino Meridionale)*, Giornale di Geologia Applicata 2, 348–356.

Guadagno F.M., 1991, *Debris flows in the Campanian volcanoclastic soils (Southern Italy)*. In: Proc. Int. Conf. On Slope stability engineering: developments and applications, (Ed) Chandler, R. J., Isle of Wight, UK, 109-114

Guadagno F.M. and Magaldi S. 2000, *Considerazioni sulle proprietà geotecniche dei suoli allofanici di copertura delle dorsali carbonatiche campane*, Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora editrice, 7(2) , 143-155.

Guida al territorio del Sarno, *Guida al territorio del Sarno: tracce storiche, archeologiche e mitiche*.

Istituto Centrale di Statistica del Regno d'Italia, *Atlante dei comuni del Regno d'Italia*, Tipografia Ippolito Failli, 1938-Anno XVI.

Istituto Nazionale di Geofisica, Chapman and Hall, 1862, *Great neapolitan earthquake of 1857. The first principles of observational seismology*, London.

Istituto Nazionale di Geofisica, *I terremoti prima del Mille in Italia e nell'area mediterranea a cura di Emanuela Guidoboni*. Ed. SGA Storia-Geofisica-Ambiente, Bologna 1987.

Istoria del tremuoto nelle Calabrie dell'anno 1783, posta in luce dalla Reale Accademia delle Scienze e delle Belle Lettere di Napoli. In Napoli MDCCLXXXIV.

Lehemann O., 1933, *Morphologische theorie der verwitterung von steinschlagwaenden*. *Viertel-jahrsschrift Naturforsch. Ges Zurich*, 78, 83-126

Lombardi Andrea, *Cenno sul tremuoto avvenuto in Tito ed in altri luoghi della Basilicata il dì 1/02/1826*.

Macchiaroli Stefano, 1868, *Diano e l'omonima sua valle. Ricerche storico-archeologiche di Stefano Macchiaroli Canonico Teologo della cattedrale della diocesi di Diano*, Gabriele Rondinella Editore, Napoli

Magini Giovanni Antonio, *Italia: Italia Centrale e Meridionale*, Capone Editore.

Marzolla Benedetto, 1854, *"Atlante: descrizione del Regno delle Due Sicilie per Provincie"*, Napoli.

Mercalli Giuseppe, 1910, *I danni prodotti dai terremoti nella Basilicata e nelle Calabrie / G. Percalli*, Roma, Tip. naz. G. Bertero.

Nicolandrea Siani, 1816, *Memorie storico critiche sullo stato fisico ed economico antico e moderno della città di Sarno e del suo circondario di Nicolandrea Siani*. Napoli.

Nicotera P. & De Riso R., 1969, *Idrogeologia del Vallo di Diano*. Memorie e note dell'Istituto di Geologia Applicata, 11, 10-75

Normandia Giacinto, 1851, *Notizie storiche ed industriali della città di Sarno*. Napoli

Ortolani F. & Aprile F., 1978, *Nuovi dati sulla truttura profonda della Piana Campana a Sud Est del Fiume Volturno*. Boll. Soc. Geol. It., 97, 591-608

Ortolani F., 1981, *Principali effetti geologici di superficie del terremoto del 23.11.1980*, Rendiconti della Società geologica italiana . Vol. 4, fasc. 2(1981), p. 71.

Paci Giacomo M., *Relazione dei tremuoti di Basilicata del 1851*.

Piano di Protezione Civile Regionale Basilicata 2003, *Caratteristiche generali del territorio della Regione Basilicata*, Allegato 1 – Rischio idrogeologico.

Progetto IFFI, 2006, *Inventario dei fenomeni franosi in Italia*, Relazione tecnica Regione Campania.

Racioppi Giacomo, *Sui tremuoti di Basilicata nel dicembre 1857*. Memoria di G. Racioppi, Estratta dal giornale l'Iride Anno II N° 41

Rolandi G., Maraffi S., Petrosino P., Lirer L., 1993a, *The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvio (8000 y B.P.): a magmatic alternative fall and flow forming eruption*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 58, 43-65

Rolandi G., Mastrolorenzo G., Barrella A.M., Borrelli A., 1993b, *The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvio (3760 y B.P.): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 58, 67-88

Rolandi G., Bertolini F., Cozzolino G., Esposito N. & Sannino D., 2000, *Sull'origine delle coltri piroclastiche presenti sul versante occidentale del Pizzo d'Alvano (Sarno)*. Quaderni di Geologia Applicata, 7, 1 (2000)

Terremoti Campani 23/11/1980, 23 Novembre 1980, a cura di F.Taccone, G. Peluso, N. Martino.

Vallario Antonio, 2001, *L'ambiente geologico della Campania*. CUEN, Napoli.

Rizzi Zannoni Giovanni Antonio, 1808, *Atlante geografico del Regno di Napoli*, Napoli.

Young A., 1972, *Slopes*. Oliver & Boyd, Edinburgh, 288pp.

APAT – ATTI del 1° Seminario “*Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*” Roma 20-21 maggio 2004).

ATTI del Convegno svoltosi a Grosseto il 31 Marzo 2000, *Le voragini catastrofiche. Un nuovo problema per la Toscana*.

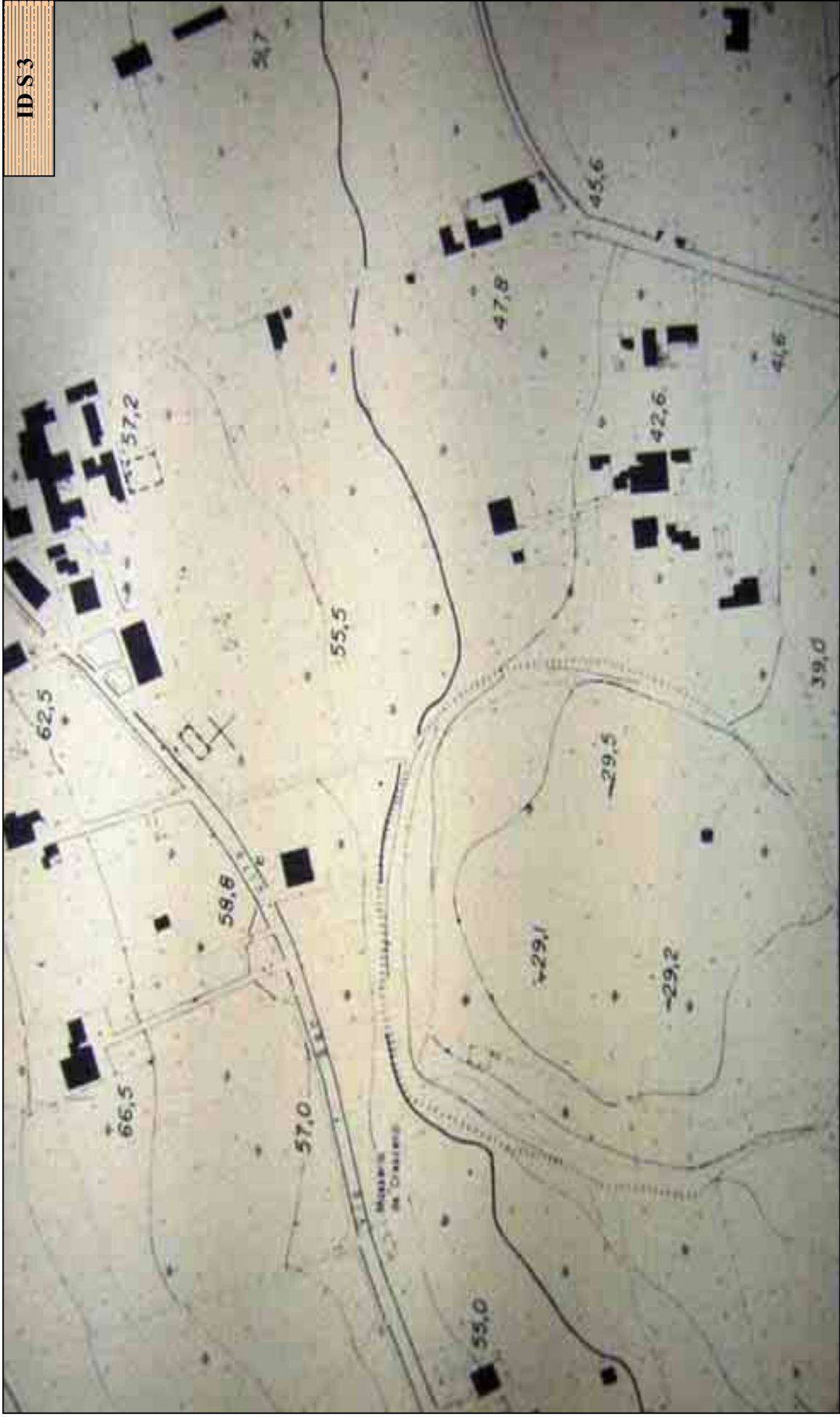
APAT, *La Formazione ambientale attraverso stages V*, Raccolta delle tesi elaborate nelle sessioni stage I e II 2004 – Tirocini di formazione e orientamento 2004

**Allegato 1 – Cartografia antica e recente reperita per le aree di studio
(per l’ID vedi cap.2 Tabella 1)**

- SARNO



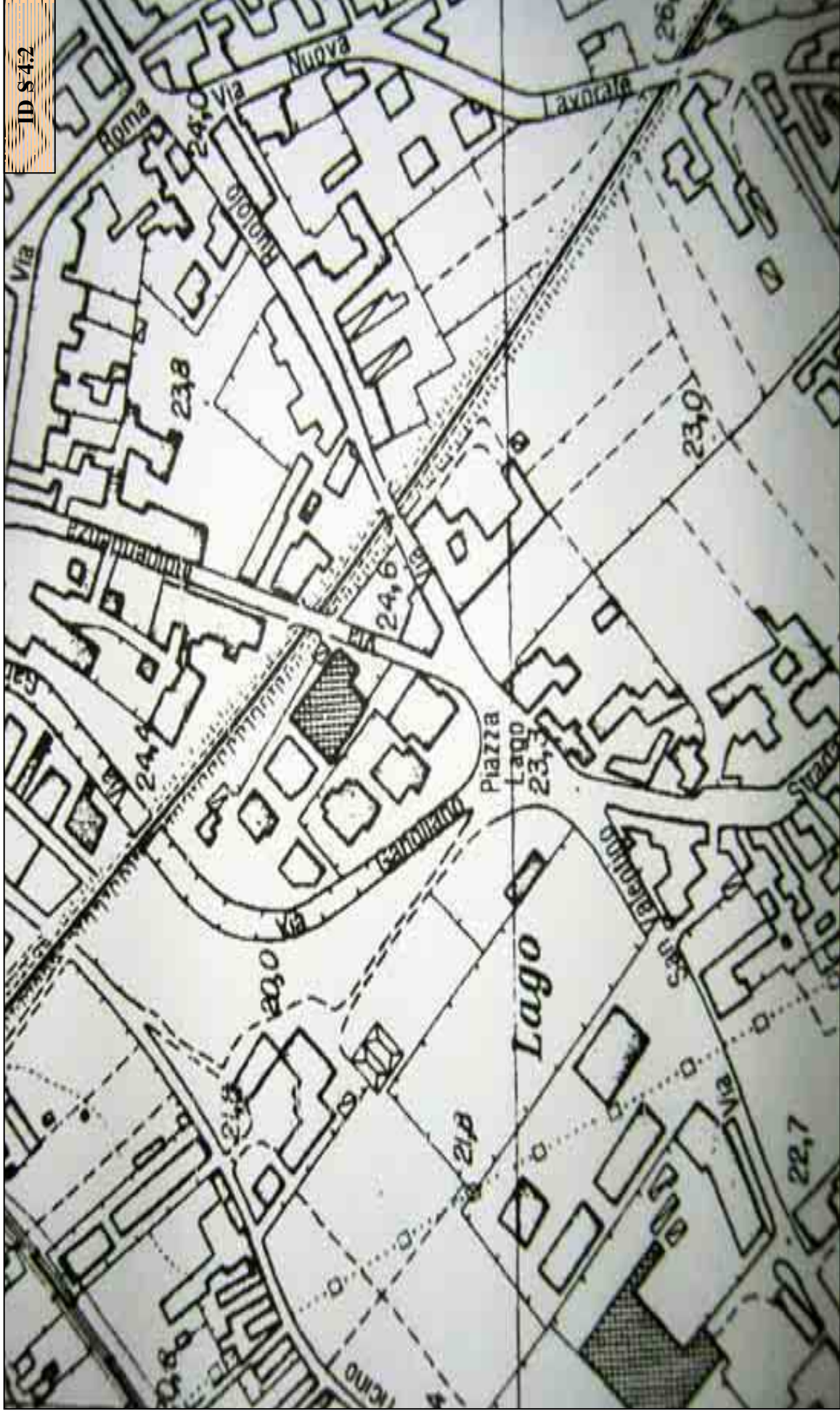


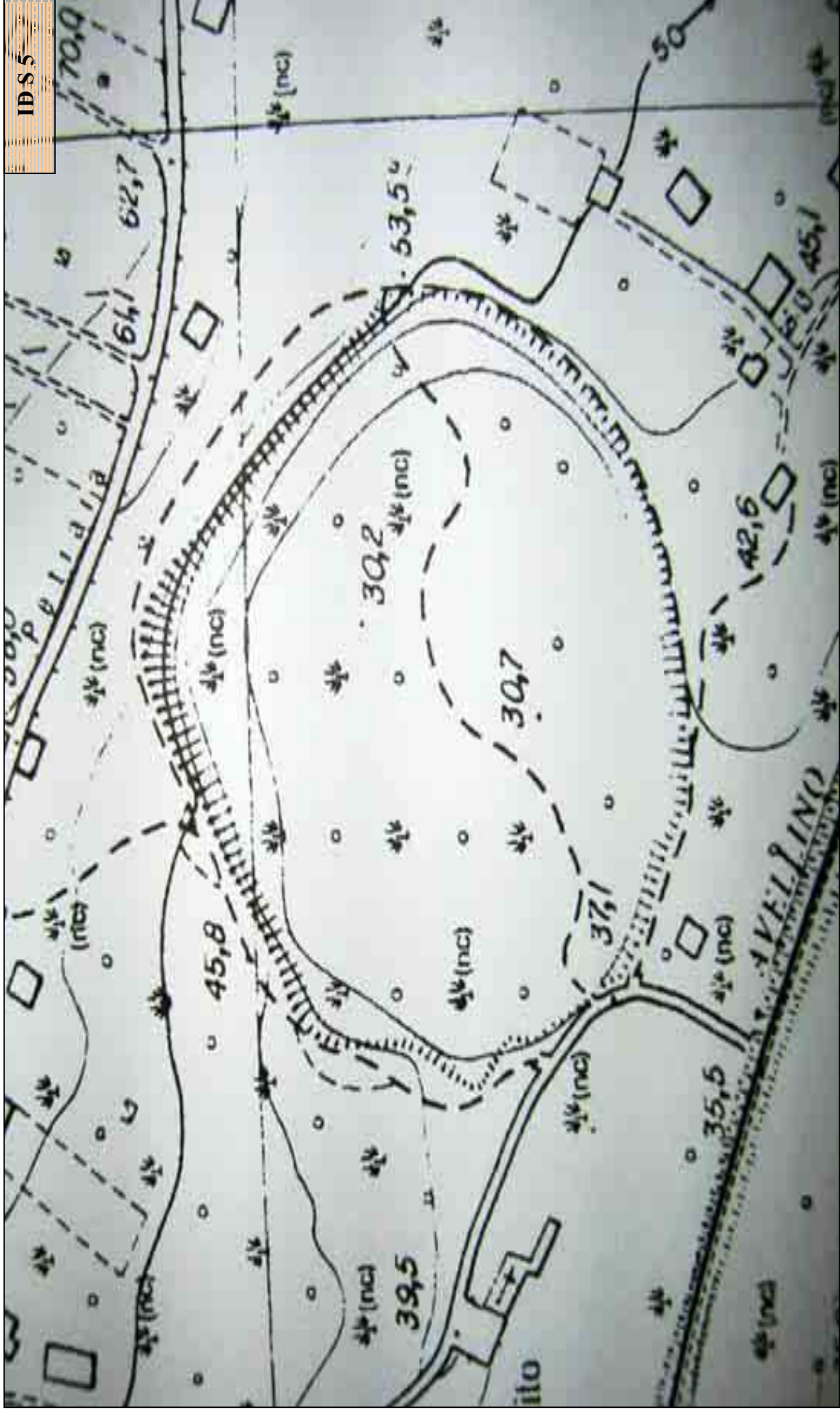


ID S 3

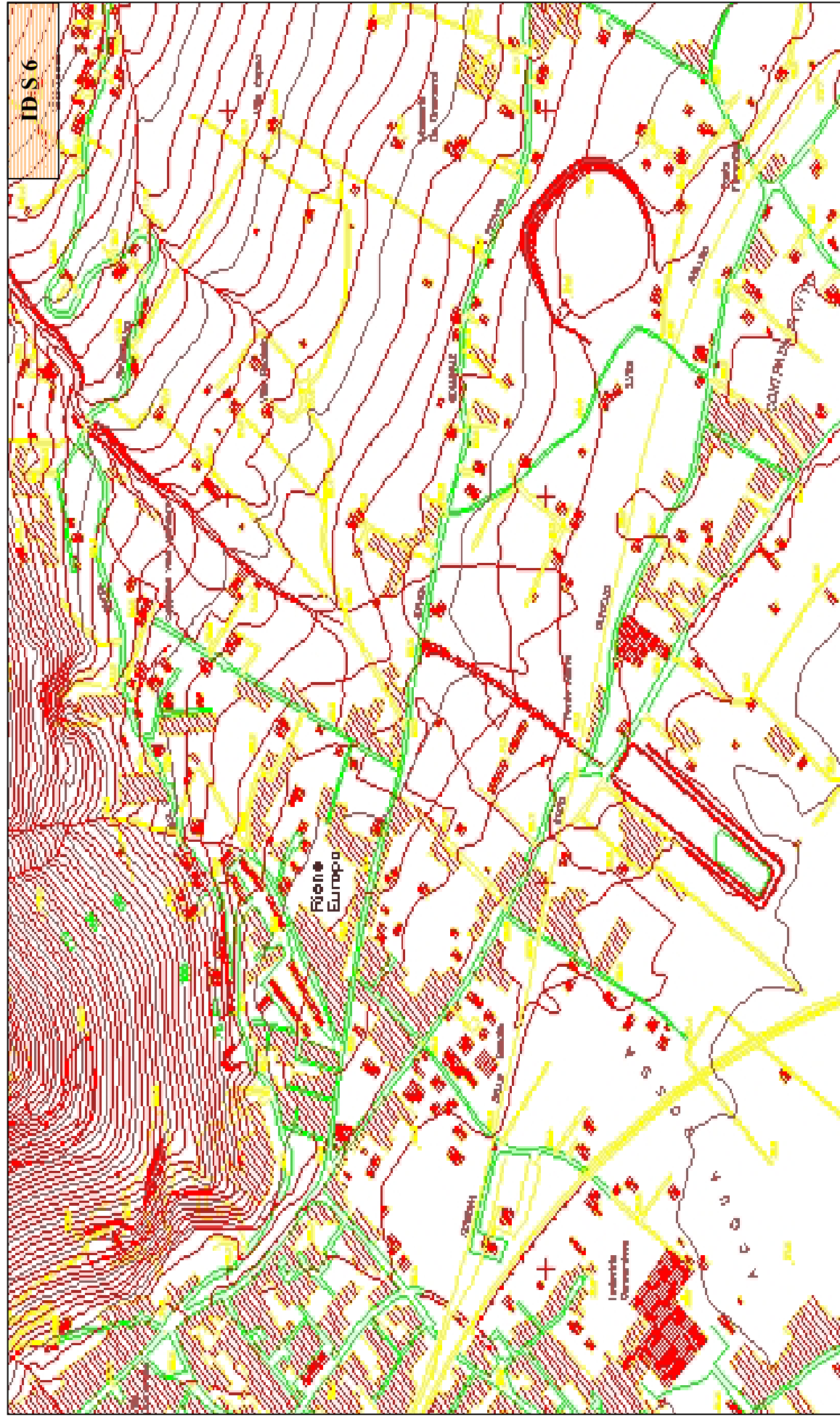


ID S 4.1





ID S 5





IDS7



**Allegato 1 – Cartografia antica e recente reperita per le aree di studio
(per l'ID vedi cap.2 Tabella 1)**

- LAGO DI CESSUTA



