

# INDICE

PREMESSA .....	4
I. SUBSIDENZA.....	8
1 CENNI SUI PROCESSI CHE REGOLANO I FENOMENI DI SUBSIDENZA....	8
2 MECCANICA DELLA SUBSIDENZA DA ESTRAZIONE DI FLUIDI.....	10
2.1 TEORIA DELLA CONSOLIDAZIONE.....	10
2.2 PROVA EDOMETRICA.....	12
2.3 CONSOLIDAZIONE MONODIMENSIONALE.....	13
2.4 TEORIA DELLA CONSOLIDAZIONE NEI SISTEMI ACQUIFERI....	14
2.5 ANALISI DELLO STATO TENSIONALE .....	15
2.6 COEFFICIENTE DI IMMAGAZZINAMENTO .....	17
2.7 COMPRESSIBILITÀ E MODALITÀ DI IMMAGAZZINAMENTO.....	19
3 MODALITÀ DI MONITORAGGIO DELLA SUBSIDENZA.....	22
3.1 LIVELLAZIONE.....	23
3.2 GLOBAL POSITIONING SYSTEM .....	25
3.3 INTERFEROMETRIA SAR.....	26
A)DESCRIZIONE TECNICA .....	27
B)EVOLUZIONE DELL'INSAR .....	29
4 SUBSIDENZA NEL MONDO .....	31
4.1 SAN JOAQUIN VALLEY (CALIFORNIA, U.S.A.).....	31
4.2 VENEZIA (ITALIA) .....	33
4.3 RAVENNA (ITALIA).....	36

<b>II.</b>	<b>LA PIANA DEL FIUME SARNO .....</b>	<b>39</b>
1	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO .....	39
2	INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE DELLA PIANA CAMPANA .....	41
3	EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA.....	44
4	STRATIGRAFIA E LITOLOGIA .....	45
4.1	I CARBONATI MESOZOICI .....	45
4.2	COMPLESSO DETRITICO ALLUVIONALE ANTICO .....	48
4.3	IGNIMBRITE CAMPANA E PIROCLASTITI.....	48
4.4	ALLUVIONI RECENTI ED ATTUALI-DETRITI DI FALDA.....	50
4.5	I TRAVERTINI .....	50
4.6	LE TORBE .....	50
4.7	IL RIEMPIMENTO DEL GRABEN CAMPANO .....	51
5	IDROGEOLOGIA.....	53
5.1	CARATTERISTICHE CHIMICO-FISICHE DELLE ACQUE DI FALDA 54	
5.2	EFFETTI INDOTTI DAGLI EMUNGIMENTI SULLA CIRCOLAZIONE IDRICA 56	
6	OSSERVAZIONI PREGRESSE DI DISSESTI NELLA PIANA DEL SARNO .	58
<b>III.</b>	<b>ANALISI DEI FENOMENI DI SUBSIDENZA NELLA PIANA DEL F. SARNO</b> <b>62</b>	
1	ACQUISIZIONE, ELABORAZIONE ED INTERPRETAZIONE DEI DATI SPERIMENTALI.....	62
2	ANALISI IDROGEOLOGICA.....	65
3	ANALISI GEOLOGICO-TECNICA.....	76

3.8	CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICO-TECNICA DI DETTAGLIO..	78
4	ANALISI DELLE DEFORMAZIONI .....	83
5	CALCOLO DEL COEFFICIENTE DI IMMAGAZZINAMENTO .....	91
	CONCLUSIONI .....	93
	BIBLIOGRAFIA .....	95

## PREMESSA

La superficie terrestre, sulla quale l'uomo vive e svolge le sue attività, rappresenta il risultato dell'azione combinata di una pluralità di processi morfogenetici, e pertanto si trova in uno stato di equilibrio dinamico: gli agenti esogeni ed endogeni determinano complessi fenomeni di modellamento, trasformazione, alterazione od adattamento dell'ambiente chimico, fisico e biologico.

L'uomo, a sua volta per le più svariate finalità, con imprudenti e sconsiderate opere di urbanizzazione ed antropizzazione, interferisce con i processi e gli equilibri naturali tanto da essere assimilato ad un vero e proprio "agente geologico" che interviene sui meccanismi del nostro pianeta, producendo effetti talora più vistosi ed incisivi degli stessi agenti naturali.

Negli ultimi anni, infatti, in seguito alla scelta, basata esclusivamente su criteri socio-economici e non ambientali, dell'ubicazione dei centri civili e produttivi, si è registrato un incremento dei pericoli di degrado qualitativo e quantitativo delle risorse idriche sotterranee, usate prevalentemente a scopo potabile, e degli acquiferi in generale. Tutto ciò è chiaramente connesso all'indiscriminato attingimento dagli acquiferi, all'aumento delle sostanze chimiche prodotte, usate e scaricate, all'incremento del numero di scarichi civili e industriali non depurati, all'uso eccessivo dei pesticidi e dei fertilizzanti, associati ad un'elevata vulnerabilità del territorio.

Pertanto, nell'ambito dei rischi geologici, un ruolo sempre più rilevante, assume quello relativo al degrado qualitativo e quantitativo delle risorse idriche sotterranee, tanto che la definizione di detto rischio, nonché l'individuazione delle metodologie attuabili per la relativa valutazione e identificazione territorializzata, costituiscono un elemento chiave della ricerca scientifica nazionale ed internazionale.

Tra i più rilevanti effetti indotti dal sovrasfruttamento degli acquiferi vi sono sicuramente i fenomeni di *subsidenza* connessi al depauperamento di zone di piana.

Si tratta, di situazioni particolarmente insidiose in quanto in grado di compromettere, in tempi relativamente brevi, l'efficienza delle opere e delle attività antropiche e quindi la funzionalità del territorio. Tale fenomenologia, osservata in molteplici aree del nostro pianeta, è soltanto la manifestazione superficiale di un grande numero di modifiche che avvengono nel sottosuolo.

I processi deformativi del sottosuolo sono generalmente gradualmente ed estesi; da questa difficoltà di percezione nasce la necessità di ricercare e verificare efficaci strumenti di monitoraggio.

La deformazione della superficie terrestre può essere legata a cause naturali, quali i processi tettonici, i movimenti isostatici e le trasformazioni chimico-fisiche (diagenesi) dei sedimenti per effetto del carico litostatico o dell'oscillazione del livello di falda. L'incidenza della subsidenza diventa notevolmente più rilevante quando tali processi geologici sono accelerati dalle opere ingegneristiche. Il grado di urbanizzazione e industrializzazione di un'area "sensibile" alla subsidenza può sia influenzare tale fenomeno, sia esserne condizionato. Nella maggior parte dei casi si osservano più situazioni predisponenti un sito alla deformazione; ciò richiede un'analisi dei meccanismi e la progettazione di misure atte a contrastare il fenomeno.

La subsidenza indotta genera effetti che possono compromettere fortemente opere ed attività umane, nel caso in cui non si intervenga preventivamente con azioni di controllo e gestione.

Gli studi volti a stimare gli effetti dell'utilizzazione delle risorse naturali, in grado di innescare forti modifiche nel sottosuolo, si stanno mostrando di sempre maggiore attualità, stante l'entità degli abbassamenti e l'estensione delle aree di volta in volta interessate da fenomeni di subsidenza. In questo contesto, è importante prevederne l'evoluzione, specialmente quando sono interessate zone costiere, onde poter gestire in maniera appropriata le georisorse.

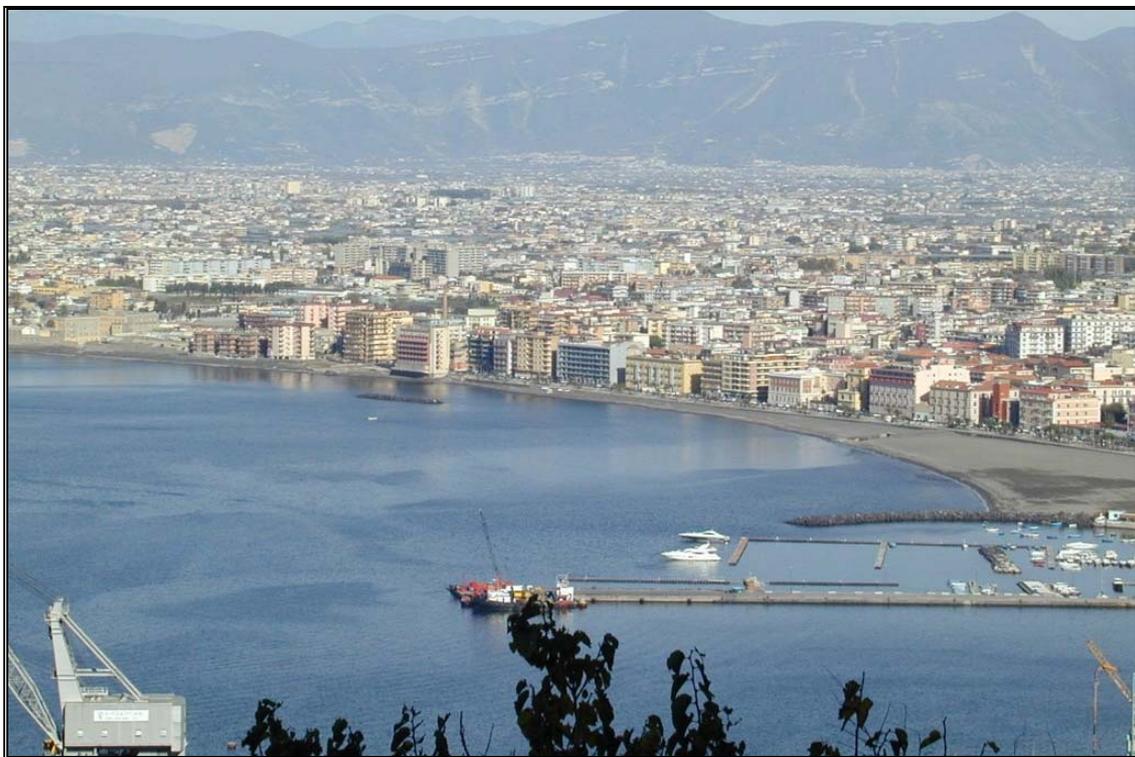
Al fine di prevenire le suindicate situazioni di rischio, la ricerca non può prescindere dall'individuazione e validazione di nuove tecnologie per il rilevamento tempestivo dei suindicati fenomeni di subsidenza. All'uopo sono stati avviati, su alcune aree campione, studi interdisciplinari, in collaborazione con il CNR-IREA, onde combinare i tradizionali metodi di indagine con le più avanzate tecnologie per il rilevamento delle deformazioni della superficie terrestre, tra le quali recentemente si è distinta l'interferometria-SAR.

Il CNR-IREA, infatti, fin dai primi anni '90 ha acquisito ed elaborato i dati SAR, relativi a gran parte della piana Campana e alla zona vesuviana. L'analisi dell'evoluzione temporale, dal 1992 al 2006, delle deformazioni della superficie nell'area investigata ha consentito di individuare l'esistenza di vasti settori in subsidenza. Con riferimento all'area campione della piana del F. Sarno, l'esame della fenomenologia osservata, finalizzato alla definizione dell'evoluzione spaziale e

temporale dell'idrodinamica sotterranea dell'area in esame, riferita al medesimo periodo, ha reso possibile verificare ed analizzare, in termini qualitativi, la correlazione esistente tra le deformazioni della superficie terrestre e le variazioni delle condizioni di deflusso idrico sotterraneo, in grado di modificare lo stato tensionale nel sottosuolo.

D'altronde l'analisi dei fenomeni di subsidenza ha richiesto una duplice valutazione. La prima, a lungo termine, è connessa all'entità totale della subsidenza che è possibile osservare in una determinata unità idrostratigrafica per effetto di un dato abbassamento del livello piezometrico. La deformazione chiaramente può variare da zona a zona in relazione all'abbassamento del suddetto livello, allo spessore delle unità più compressibili e della loro compressibilità. La seconda richiede la stima della velocità dei fenomeni di subsidenza in funzione dei cambiamenti nel tempo dell'assetto piezometrico: i due fenomeni possono espletarsi in maniera concomitante, ovvero, in casi estremi la superficie terrestre potrebbe abbassarsi in maniera più graduale nell'arco anche di diverse decine di anni.

La ricerca e le indagini sono state indirizzate al perfezionamento del modello fisico concettuale ed all'approfondimento delle problematiche geologiche, stratigrafiche, idrogeologiche e geotecniche in relazione ai fenomeni di deformazione.



**Figura 1:** Veduta della Piana del Sarno, sullo sfondo Pizzo D'Alvano.

In particolare, lo studio ha avuto inizio da una attenta raccolta ed analisi critica della specifica bibliografia, oltre che dei dati editi ed inediti attinenti gli aspetti geologici, morfologici, strutturali, idrogeologici e geotecnici dell'area. La combinazione delle conoscenze così acquisite e di indagini sperimentali, atte a colmare le lacune esistenti, ha consentito di delineare il modello fenomenologico concettuale di riferimento, individuare le cause della subsidenza, verificare gli effetti indotti da un indiscriminato attingimento dagli acquiferi di pianura, non solo in termini di subsidenza ma anche di variazione delle caratteristiche idrodinamiche dei sistemi acquiferi.

# I. SUBSIDENZA

## *I CENNI SUI PROCESSI CHE REGOLANO I FENOMENI DI SUBSIDENZA*

Per subsidenza si intende ogni movimento di abbassamento verticale della superficie terrestre, indipendentemente dalla causa che lo ha prodotto, dallo sviluppo areale e dall'evoluzione temporale del fenomeno, dalla velocità di spostamento del terreno e dalle alterazioni ambientali che ne conseguono.

Tale fenomenologia, osservata in molteplici aree del nostro pianeta, è soltanto la manifestazione superficiale di un grande numero di modifiche che avvengono nel sottosuolo.

In particolare, i movimenti tettonici e la compattazione dei sedimenti sono tra le principali cause naturali che possono indurre deformazioni superficiali.

D'altronde il grosso accumulo di sedimenti e la formazione dei bacini sedimentari scaturiscono da fenomeni di subsidenza crostale.

L'origine di un bacino sedimentario è correlabile ad eventi di subsidenza tettonica, che precedono i processi di sedimentazione; tuttavia nelle fasi successive la subsidenza è regolata dall'incremento dello spessore dei depositi sedimentari. In molti casi la subsidenza *tettonica* della superficie o del fondo marino è controllata dal principio dell'isostasia: condizione d'equilibrio gravitazionale tra litosfera e astenosfera, che comporta spostamenti verticali della superficie terrestre. Secondo l'isostasia le zolle tettoniche della crosta terrestre galleggiano, per la loro relativa leggerezza, sul mantello che si comporta come un fluido particolarmente denso e pesante.

Le masse che costituiscono la crosta terrestre sono in equilibrio instabile, in conseguenza di mutamenti interni o esterni, e tendono continuamente a ristabilire l'equilibrio grazie a migrazioni di masse superficiali o profonde, in senso orizzontale o verticale. In base a considerazioni geofisiche, si presume che questi spostamenti avvengano a profondità non molto elevate rispetto al raggio terrestre e che quindi esista una superficie, detta di compensazione isostatica, situata a 60-100 km di profondità, al di sotto della quale cessano le variazioni di densità e si realizza uno stato permanente di equilibrio. Secondo l'attuale visione dell'isostasia, la quota della superficie della crosta è funzione dello spessore e delle densità dei molteplici strati (acqua marina, sedimenti, crosta solida costituita da rocce ignee e metamorfiche e mantello litosferico) che si trovano al di sopra dell'astenosfera.

Analoghe deformazioni sono da attribuire, in taluni casi, ad assestamenti della litosfera per effetto della variazione dei carichi applicati. È noto che in prossimità di carichi (quali acqua, ghiaccio, accumulo di sedimenti) o scarichi (quali essiccazione di laghi, scioglimento di ghiacci, erosione), locali o regionali, la litosfera reagisce innalzandosi o deprimendosi. Esemplicativo è il comportamento delle aree interessate da calotte glaciali continentali: fenomeni di compensazione isostatica si registrano non solo al di sotto della coltre di ghiaccio, ma anche nelle aree adiacenti a quelle sottoposte al carico prodotto dalla calotta. In particolare gli effetti dello scioglimento dei ghiacciai, ed il conseguente innalzamento della superficie terrestre, si risentono fino a 300 Km dalla zona sottoposta al *carico-scarico*.

Molti autori hanno cercato di simulare la risposta della crosta all'applicazione di un dato carico, considerando che la litosfera costituisce uno strato elastico o viscoelastico sovrastante il mantello a comportamento viscoso. Nel caso del comportamento puramente elastico la meccanica della deformazione litosferica può essere assimilata alla curvatura di una lamina. La flessibilità dipende dalle costanti elastiche delle rocce e dallo spessore di litosfera a comportamento elastico. Inoltre, lo spostamento verticale della crosta è condizionato dalla densità del mantello sottostante, oltre che, laddove presenti, degli strati (acqua o sedimenti) ad essa sovrapposti. La risultante di questi due effetti è una pressione diretta verso l'alto o una addizionale resistenza della astenosfera alla deformazione.

Il trattamento matematico di questi meccanismi combinati è molto complesso, soprattutto se si pone in relazione alla distanza dal punto di applicazione del carico.

Nel caso di un carico relativamente piccolo e di estensione limitata, una litosfera a comportamento elastico sopporta il carico superficiale distribuendolo su una vasta area: l'entità della subsidenza è contenuta e la curvatura della litosfera non è molto pronunciata. Nel caso in cui il carico, applicato per lunghi periodi, sia molto rilevante ed esteso in un'area di gran lunga superiore allo spessore della litosfera, la zona sottoposta al centro del carico tende all'equilibrio isostatico e la deformazione nelle aree adiacenti può essere molto importante. Il tempo necessario per raggiungere l'equilibrio dipende dalle proprietà reologiche della litosfera.

D'altra parte alcune variazioni nell'assetto della crosta oceanica e continentale possono essere innescate da variazioni termiche, queste ultime, causando una variazione di volume delle masse interessate, comportano la risalita di materiale. Questo tipo di

subsidenza è chiamata *termica* ed, essendo innescata dai cambiamenti di temperatura, è controllata da fattori geometrici e dai coefficienti di espansione termica.

In definitiva procedendo dai processi endogeni a quelli geodinamici ed esogeni la storia della subsidenza naturale di un determinato bacino è controllata generalmente dai seguenti meccanismi: subsidenza termotettonica, subsidenza da carico.

Gli effetti dei suddetti eventi naturali possono essere esaltati da specifiche attività antropiche, tanto da divenire l'effettiva causa dei fenomeni di subsidenza. Tra queste la più rilevante è sicuramente l'eccessivo emungimento delle acque sotterranee, in quanto in grado di indurre insidiosi incrementi delle tensioni effettive nel sottosuolo e quindi un irreversibile processo di consolidazione, prevalentemente concentrato negli *aquitards* intercalati.

## **2 MECCANICA DELLA SUBSIDENZA DA ESTRAZIONE DI FLUIDI**

I maggiori fenomeni di subsidenza innescati da attività antropiche sono essenzialmente riconducibili ad estrazione di fluidi (oli e gas, acque sotterranee) dal sottosuolo.

Il più noto caso mondiale di deformazione della superficie terrestre legato all'estrazione di oli è quello di Wilmington (in Los Angeles County, California), che ha prodotto 9 metri di subsidenza. Per quanto attiene all'estrazione di acque sotterranee si ricorda che a Wairakei (Nuova Zelanda) lo smodato uso di acque termali ha indotto una deformazione di 6-7 metri, mentre il sovrasfruttamento degli acquiferi a Mexico City (Mexico) e San Joaquin Valley (California) ha provocato abbassamenti della superficie terrestre fino a 9 metri.

A prescindere dalla natura del fluido rimosso, detti fenomeni di subsidenza sono quasi sempre dovuti ad un incontrastabile processo di consolidazione dei terreni coinvolti.

### **2.1 Teoria della consolidazione**

I meccanismi che governano l'evolversi delle deformazioni della superficie terrestre nel tempo possono essere suddivisi in due categorie: meccanismi dipendenti da variazioni nel sottosuolo delle tensioni efficaci accoppiate a processi di diffusione dell'acqua interstiziale, e meccanismi che avvengono in condizioni di tensioni efficaci e pressioni neutre costanti.

Nel primo caso il fenomeno viene indicato come *consolidazione* o *rigonfiamento*, a seconda che si abbia una riduzione o un aumento di volume.

Nel secondo caso il processo è indicato come *creep*, ed è imputabile alle proprietà viscoso della struttura.

In presenza di un processo di consolidazione, l'evoluzione nel tempo delle deformazioni dipende dalle proprietà del terreno (permeabilità e deformabilità) e dalle condizioni al contorno, oltre che dalle possibilità di drenaggio all'interno del mezzo considerato.

Al contrario i fenomeni viscosi possono considerarsi in termini di proprietà costitutive di un terreno.

L'applicazione di un carico su un terreno comporta l'insorgere di sovrappressioni dell'acqua interstiziale; l'entità di tali sovrappressioni varia da punto a punto nell'ambito del volume individuato dal bulbo tensionale, mentre al di fuori di questo l'acqua conserva il valore di equilibrio iniziale. In virtù del gradiente così creatosi si instaura un moto di filtrazione, la cui durata dipende dalle caratteristiche di permeabilità e di deformabilità del terreno. In particolare se si tratta di terreni sabbiosi o ghiaiosi, considerata la loro elevata permeabilità, il tempo necessario alla dissipazione delle sovrappressioni neutre è talmente breve che può essere ritenuto trascurabile. Nel caso invece di terreni limosi e argillosi esso è significativamente più lungo e, a seconda delle caratteristiche geometriche ed intrinseche del terreno, può risultare anche dell'ordine della decina di anni.

Man mano che l'acqua viene espulsa dalla zona interessata dal carico si osserva una riduzione dell'indice dei vuoti, e il fenomeno nel suo complesso è indicato come *processo di consolidazione*.

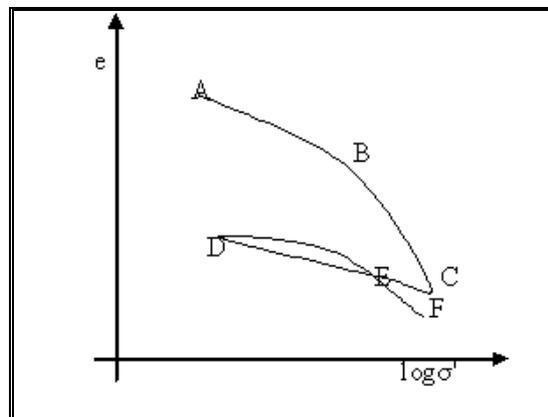
Le implicazioni di tale processo sono molteplici e legate al fatto che, mentre all'istante iniziale nei vari punti del terreno le tensioni totali indotte sono in parte sopportate dallo scheletro solido e in parte dall'acqua interstiziale, alla fine del processo la sovrappressione neutra è nulla e tutte le tensioni totali risultano efficaci. Ne consegue che, poiché le caratteristiche di resistenza al taglio dipendono dalle tensioni efficaci, la resistenza finale è diversa da quella iniziale e pertanto sussiste un'evoluzione nel tempo anche della stabilità, che è diversa a breve o a lunga scadenza.

Un altro aspetto di rilevanza pratica è legato agli assestamenti del terreno che, dipendendo da questo lento moto di filtrazione, non risultano sempre contemporanei all'applicazione del carico, ma possono essere differiti nel tempo.

I casi di abbassamento dei livelli di falda provocano, in modo analogo al caso del carico infinitamente esteso, un incremento delle tensioni efficaci e quindi un processo di consolidazione di tipo monodimensionale.

## 2.2 Prova edometrica

La prova edometrica riproduce in laboratorio le condizioni di consolidazione monodimensionale che avvengono in natura. Nella versione più semplice, quella ad incremento di carico, essa consiste nell'applicare una sequenza di carichi a un provino confinato lateralmente in modo che le deformazioni ed il flusso dell'acqua avvengano esclusivamente in direzione verticale.



**Figura 2:** Curva di compressione edometrica nel piano semilogaritmico (LANCELOTTA 1987)

I vari incrementi di carico verticale vengono applicati in progressione geometrica, la fase di scarico prevede un numero di intervalli pari a metà di quelli utilizzati in fase di carico. Necessariamente ogni incremento di carico viene mantenuto costante per un certo intervallo di tempo (di solito pari a 24h), durante il quale viene rilevato l'andamento degli assestamenti nel tempo; i risultati vengono riportati in un piano semilogaritmico (Fig. 2) delineando una curva dall'andamento tipico che consente di caratterizzare il comportamento meccanico del terreno:

a) nel primo tratto della curva AB, definito di ricompressione, la compressibilità del terreno è modesta e si osserva un comportamento elastico non lineare, caratterizzato da un modulo di deformazione dipendente dal livello di tensione applicato  $\sigma'_p$

b) una volta raggiunta la tensione  $\sigma'_p$  la compressibilità aumenta significativamente, e lungo il tratto BC le deformazioni sono sia di natura elastica che plastica. Queste ultime costituiscono l'aliquota maggiore.

c) in virtù delle deformazioni plastiche il terreno si comporta come se fosse dotato di una sorta di memoria, per cui se viene ricaricato da D a C il suo comportamento è elastico fino alla massima tensione registrata nei cicli precedenti.

La tensione  $\sigma'_p$ , corrispondente ad un brusco cambiamento nel comportamento meccanico del terreno, rappresenta la *pressione di preconsolidazione*, cioè la massima tensione di consolidazione cui è stato sottoposto il terreno nella sua storia.

Pertanto se l'abbassamento della superficie piezometrica comporta un incremento delle pressioni efficaci fino a valori superiori a quelli di preconsolidazione si induce una deformazione plastica, soprattutto negli aquitards intercalati, tale da provocare consistenti fenomeni di subsidenza, illustrati più nel dettaglio nei paragrafi successivi.

### 2.3 *Consolidazione monodimensionale*

L'analisi del processo di consolidazione ha lo scopo di prevedere il decorso nel tempo del cedimento e della sovrappressione interstiziale. Nel caso più generale la formulazione matematica di tale problema prende in esame: la continuità del flusso dell'acqua, l'equazione di stato dell'acqua, l'equilibrio dinamico dell'acqua, l'equilibrio del mezzo poroso, l'interazione tra particelle solide e fluido interstiziale, la congruenza delle deformazioni del mezzo poroso.

La soluzione data da Terzaghi costituisce la base per l'interpretazione convenzionale delle prove di consolidazione, nonché per un'analisi dell'andamento dei cedimenti nel tempo. L'equazione della consolidazione monodimensionale governa un fenomeno di filtrazione in regime transitorio e la sua soluzione dipende dalla distribuzione iniziale della sovrappressione interstiziale e dalle condizioni di drenaggio che si hanno al contorno.

La soluzione è generalmente diagrammata in termini di grado di consolidazione  $U$ , definito dal rapporto tra la sovrappressione dissipata e quella iniziale.

Nonostante gli sforzi compiuti sia in campo teorico sia sperimentale, la previsione dell'andamento dei cedimenti nel tempo rimane uno dei problemi più difficili da risolvere. Tale difficoltà dipende in gran parte dalla possibilità di determinare un valore del coefficiente di consolidazione  $c_v$  che sia rappresentativo del terreno in sito.

In generale la definizione di  $c_v$  dipende dal modello di comportamento adottato; i principali parametri di tale definizione sono la compressibilità e la permeabilità del mezzo. Quest'ultima però è di gran lunga più importante. E' di prassi usuale

determinare direttamente il coefficiente di consolidazione interpretando adeguatamente i risultati di prove in situ, quelli ottenibili dal monitoraggio, o quelli provenienti dai risultati di prove in laboratorio.

Il valore di  $c_v$  è influenzato dalla storia tensionale del terreno: esso decresce sensibilmente man mano che ci si avvicina alla pressione di preconsolidazione e tende a rimanere pressoché costante nel tratto normalconsolidato. Tuttavia per effetto di numerose variabili la velocità di consolidazione in situ può risultare talora sensibilmente diversa da quella prevedibile in laboratorio.

Le ipotesi alla base della teoria di consolidazione monodimensionale di Terzaghi costituiscono una semplificazione del reale comportamento dei terreni dal momento che non si tiene conto dei seguenti fattori: variazioni di permeabilità e del modulo di deformazione, peso proprio del terreno, deformazioni finite e viscosità.

#### 2.4 *Teoria della consolidazione nei sistemi acquiferi*

Nel 1925, *O.E. Meinzer*, esaminando le modalità di erogazione e immagazzinamento di acqua negli acquiferi confinati, riconobbe che un acquifero in pressione (il Dakota sandstone, North Dakota) si era compattato in seguito alla variazione del livello piezometrico; egli concluse che la pressione esercitata dagli strati posti a tetto dell'acquifero Dakota era sostenuta in parte dalla pressione del fluido ed in parte dallo scheletro solido dell'arenaria costituente l'acquifero.

Così intraprese studi atti ad analizzare le proprietà di compressibilità ed elasticità, e quindi di immagazzinamento, degli acquiferi. Sulla base di prove in situ e di di laboratorio concluse che *“gli acquiferi artesiani sono tutti più o meno compressibili ed elastici sebbene differiscano molto nel grado e relativa importanza di queste proprietà. Queste chiaramente assumono notevole rilievo soprattutto negli acquiferi caratterizzati da bassa permeabilità, ricarica lenta ed elevato gradiente idraulico; ma le variazioni dei parametri di compressibilità ed elasticità, nel tempo e nello spazio, sono in ogni caso fondamentali per l'approvvigionamento idrico in quanto in grado di indurre una variazione permanente dell'immagazzinamento”* (MEINZER, 1928). Riconobbe, in altri termini, che l'estrazione di acqua in acquiferi confinati era compensata sia dalla compressione della struttura solida che dall'espansione dell'acqua e che la riduzione della capacità di immagazzinamento poteva essere permanente o elastica.

Il passo successivo fu compiuto da *Theis* (1935), il quale partendo dall'analogia tra la teoria matematica della conduzione di calore ed il deflusso idrico in condizioni di non equilibrio, gettò le basi per un approccio analitico alle problematiche di carattere idrogeologico. Pertanto l'equazione di *Theis*, relativa alle condizioni di non equilibrio del deflusso idrico sotterraneo, consente di stimare quantitativamente il fenomeno descritto da *Meinzer*.

Successivamente *Jacob* (1940), considerando la complessità dei sistemi acquiferi, perfezionò detta conoscenza, rilevando che, quando un fluido viene rimosso, il susseguente decremento di pressione viene compensato oltre che dall'espansione dell'acqua e dalla compressione della parte solida dell'acquifero, anche dalla deformazione degli eventuali aquitards intercalati. Addirittura questi ultimi sembrano subire le massime deformazioni, anche se la bassa permeabilità crea un ritardo nella risposta alle variazioni dello stato tensionale.

Una più chiara comprensione dei meccanismi che sovrintendono all'erogazione di acque sotterranee si deve, inoltre, alla teoria della consolidazione primaria monodimensionale di *Terzaghi*, che ha gettato le basi per la soluzione di numerosi problemi di cedimento. Questa teoria, brevemente accennata nei paragrafi precedenti, viene comunemente usata per definire l'entità del cedimento derivante da una determinata variazione di stato tensionale: il fenomeno di consolidazione dipende dal graduale allontanamento delle acque dai depositi sottoposti ad un incremento delle pressioni applicate, e quindi dal graduale trasferimento di dette tensioni alla struttura granulare del deposito.

## 2.5 *Analisi dello stato tensionale*

Esistono tre tipi di pressioni implicati nella consolidazione dei sistemi acquiferi; essi sono strettamente intercorrelati sebbene sia particolarmente utile distinguerli per una efficace analisi dei fenomeni che sovrintendono al processo di subsidenza per estrazione di acqua dal sottosuolo.

La prima è la pressione gravitazionale, dovuta al peso effettivo dei terreni, che viene trasmesso attraverso il contatto granulo-granulo, ossia attraverso lo scheletro solido.

La seconda è la pressione idrostatica connessa al peso dell'acqua interstiziale, e pertanto trasmessa dal fluido interstiziale stesso.

La terza è la pressione di filtrazione, quindi una pressione di tipo dinamico, causata dalla resistenza per viscosità al movimento dell'acqua e trasmessa allo scheletro solido del terreno.

La prima e la terza, trasferite entrambe allo scheletro solido del terreno, sommano i loro effetti e costituiscono la pressione effettiva, la seconda genera, invece, la cosiddetta pressione neutra.

Tra i vari metodi utilizzati per l'analisi degli effetti delle suindicate pressioni nel processo di consolidazione degli acquiferi ve ne sono due degni di maggiore considerazione, che, sebbene differiscano nell'approccio concettuale, forniscono il medesimo risultato analitico e pertanto possono essere utilizzati per una reciproca verifica di validità.

Il metodo classico, il più utilizzato nei problemi pratici di meccanica dei terreni, considera il peso geostatico, ossia il peso totale dello scheletro solido e dell'acqua nel sistema, e le pressioni neutre; il secondo considera invece la pressione gravitazionale dei granuli, ovvero il loro peso reale al di sopra della superficie piezometrica ed il peso sommerso al di sotto della stessa, e la pressione di filtrazione verticale esistente nel sistema. Poiché le variazioni di pressione efficace (combinazione della forza gravitazionale e di filtrazione) sono direttamente responsabili della compattazione dei terreni e direttamente correlati alle variazioni della superficie piezometrica nei sistemi acquiferi, il secondo metodo risulta più semplice e chiaro negli studi sulla subsidenza.

Chiaramente l'effetto della variazione delle pressioni effettive varia in funzione anche del grado di permeabilità dei terreni. Negli acquiferi molto permeabili ad un abbassamento della superficie piezometrica corrisponde un immediato incremento delle tensioni efficaci, invece negli aquitards, per una più lenta dissipazione delle pressioni neutre, dovuta ad una minore permeabilità verticale, il fenomeno è più graduale. Infatti, negli acquiferi, in seguito alle mutate condizioni idrodinamiche, si crea generalmente un gradiente idraulico bidirezionale.

In sintesi le fluttuazioni del livello piezometrico modificano l'assetto tensionale cui è sottoposto lo scheletro solido del sistema acquifero secondo due modalità:

1. l'incremento del livello piezometrico "alleggerisce" lo scheletro solido; un abbassamento piezometrico, invece, lo "appesantisce". Tale condizione ovviamente si trasmette a tutti i litotipi posti nella zona satura;

2. la variazione di carico idraulico, conseguente all'oscillazione della superficie piezometrica, può indurre deflussi verticali attraverso gli eventuali semipermeabili intercalati e quindi produrre un mutamento anche delle pressioni di filtrazione.

## 2.6 *Coefficiente di immagazzinamento*

Il coefficiente di immagazzinamento  $S$  rappresenta il volume d'acqua che può essere erogato o immagazzinato per effetto di una modificazione unitaria di carico idraulico da un prisma di acquifero di sezione unitaria.

Negli acquiferi liberi esso è rappresentato dal volume d'acqua estraibile per gravità. Infatti, la perturbazione indotta dalla depressione piezometrica si trasmette lungo le linee di corrente idrica e provoca lo svuotamento di acqua gravifica. Pertanto il coefficiente di immagazzinamento può essere utilizzato per la valutazione delle riserve idriche esistenti nel sottosuolo in quanto risulta pressoché coincidente con la porosità efficace  $p_e$ .

Negli acquiferi confinati, a parità di caratteristiche idrogeologiche con gli acquiferi liberi, il coefficiente di immagazzinamento assume valori molto bassi (generalmente compresi tra  $10^{-3}$  e  $10^{-6}$ ). In tal caso esso non è confrontabile con la porosità efficace perché è dovuto alla deformazione elastica del sistema roccia più acqua.

Il fenomeno fisico è il seguente: l'emungimento artificiale di acque sotterranee non provoca alcuno svuotamento dell'acquifero ma determina soltanto una depressione piezometrica che si traduce in una diminuzione della pressione idrostatica. L'acqua rimasta negli spazi intergranulari dell'acquifero si dilata per espansione elastica e non equilibra più il peso degli strati sovrastanti; conseguentemente, lo scheletro dell'orizzonte acquifero si deforma elasticamente a spese degli spazi interstiziali e la porosità dello stesso acquifero diminuisce a livello microscopico. Si verifica quindi l'espulsione di ulteriori quantitativi d'acqua.

Jacob (1940) ha dimostrato che negli acquiferi confinati il coefficiente di immagazzinamento è dato da

$$S = \gamma p_e e \left[ \beta + (\alpha / p_e) \right] \quad \text{dove:}$$

$\gamma$  = peso specifico dell'acqua ( $10^{-3}$  Kg/cm<sup>3</sup>)

$p_e$  = porosità efficace dell'acquifero

$e$  = spessore dell'acquifero

$\beta$  = coefficiente di compressibilità dell'acqua ( $4.5 \cdot 10^{-5}$  cm<sup>2</sup>/Kg)

$\alpha$  = coefficiente di compressibilità della fase solida.

Il coefficiente di immagazzinamento calcolato per gli acquiferi confinati non può essere utilizzato per il calcolo delle riserve idriche del sottosuolo; può essere invece utile per la valutazione dello stato di confinamento del corpo idrico considerato.

Problematica è quindi la valutazione del coefficiente di immagazzinamento di un sistema acquifero, costituito dal complesso di acquiferi più aquitards.

Tuttavia la deformazione di un sistema acquifero, dovuta ai cambiamenti di tensione efficace, è governata dalla compressibilità dello scheletro solido contemplata proprio nel coefficiente di immagazzinamento del sistema acquifero (acquifero più aquitard)  $S^*$ :

$$S^* = S^*_k + S^*_w$$

$$S^*_k = \rho g b^* \alpha_k$$

$$S^*_w = \rho g b^* (\Theta \beta_w)$$

dove  $S^*_k$  è l'immagazzinamento dovuto alla compressibilità dello scheletro solido del sistema acquifero,  $\alpha_k$ ,  $S^*_w$  è l'immagazzinamento dovuto alla compressibilità dell'acqua,  $\beta_w$ ,  $\rho$  è la densità del fluido,  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $b^*$  è lo spessore del sistema acquifero, e  $\Theta$  è la porosità totale del sistema acquifero.

Il coefficiente di immagazzinamento legato allo scheletro solido del sistema acquifero  $S^*_k$  può essere espresso in termini di coefficiente di immagazzinamento dello scheletro solido degli acquiferi e degli aquitards che costituiscono il sistema acquifero:

$$S^*_k = S_k + S'_k$$

dove il primo indica gli aquitards. Se la stratigrafia del sistema acquifero è nota, i singoli acquiferi ed aquitards possono essere inclusi in  $S^*_k$  in funzione dei loro spessori e delle loro compressibilità.

Poiché gli aquitards di un sistema acquifero possono deformarsi sia elasticamente che plasticamente, le due compressibilità dello scheletro solido definiscono il coefficiente di immagazzinamento dello scheletro solido dell'aquitard  $S'_k$ , in funzione dello stato tensionale:

$$S'_k = \alpha'_{ke} \rho g b', \quad \sigma_e < \sigma_{e \max}$$

$$S'_k = \alpha'_{kv} \rho g b', \quad \sigma_e > \sigma_{e \max}$$

dove  $\alpha'_{ke}$  e  $\alpha'_{kv}$  sono rispettivamente le compressibilità elastica e plastica dello scheletro solido degli aquitards,  $b'$  è lo spessore degli aquitards,  $\sigma_e$  è la pressione efficace esistente e  $\sigma_{e \max}$  la pressione di preconsolidazione. Gli acquiferi si deformano principalmente in maniera elastica, la deformazione non elastica della frazione di

acquifero del sistema acquifero è di solito considerata trascurabile per le cicliche oscillazioni dei livelli piezometrici; quindi il coefficiente di immagazzinamento legato allo scheletro solido dell'acquifero è :

$$S_k = \alpha_{ke} \rho g b$$

dove  $\alpha_{ke}$  è la compressibilità elastica dello scheletro solido degli acquiferi e  $b$  è il loro spessore. Combinando le osservazioni si ottiene che la componente del coefficiente di immagazzinamento del sistema acquifero attribuibile alla deformazione elastica del suo scheletro solido può essere espressa come:

$$S^*_{ke} = \rho g (\alpha_{ke} b + \alpha'_{ke} b')$$

dove  $S^*_{ke}$  è il *coefficiente di immagazzinamento elastico del sistema acquifero*.

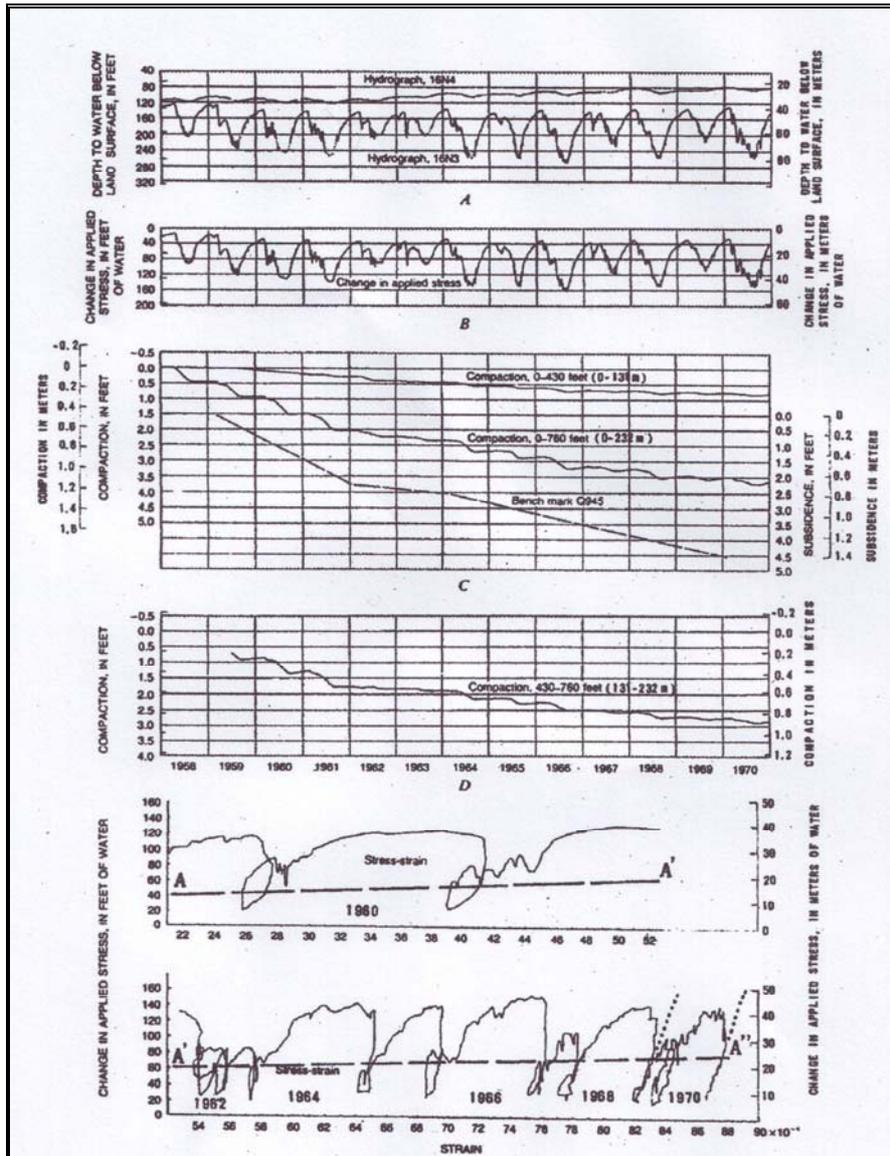
Riley (1969) ha dimostrato che  $S^*_{ke}$  può essere approssimato dalle misure di deformazioni verticali del sistema acquifero e dagli stress applicati dalla formula:

$$S^*_{ke} = -(\Delta b^*/\Delta \sigma_e) \rho g$$

in condizioni di equilibrio nel campo delle deformazioni elastiche.

## 2.7 *Compressibilità e modalità di immagazzinamento*

Le misure di deformazione e delle concomitanti fluttuazioni dei livelli piezometrici rappresentano il più importante mezzo di analisi del fenomeno di subsidenza ed indicatore della risposta del sistema alle variazioni di stato tensionale. Questi parametri possono essere utilizzati per costruire la curva di sforzo-deformazione che, in determinate condizioni favorevoli, può consentire il calcolo del coefficiente di immagazzinamento elastico e di compressibilità del sistema acquifero, come dimostrato da Riley (1969) per la parte settentrionale di San Joaquin Valley, California. Viene utilizzata una rappresentazione della variazione in stress applicato (corrispondente alle variazioni piezometriche) plottata in un grafico con l'andamento delle deformazioni (Fig 3). Il cambiamento di stress viene calcolato dagli idrogrammi dei pozzi; il grafico sforzo-deformazione viene plottato con le sollecitazioni crescenti verso il basso al fine di enfatizzare la correlazione con l'abbassamento piezometrico.



**Figura 3:** Idrogrammi, serie temporali di deformazioni e grafici sforzi-deformazioni da POLAND & al. 1975

I segmenti discendenti della curva annuale sono di particolare interesse poiché rappresentano la risultante di due opposte tendenze: una verso la consolidazione continua, l'altra verso l'espansione elastica in risposta alla diminuzione dello stress applicato.

L'espansione degli strati più permeabili degli acquiferi può essere concomitante con la risalita dei livelli piezometrici nei pozzi, pur tuttavia la prima diminuzione di stress applicato al sistema può produrre solo una minima riduzione della deformazione. Infatti, l'iniziale espansione dell'acquifero è nascosta dalla continua consolidazione degli aquitards intercalati, questi ultimi continuano ad espellere il fluido interstiziale sotto la spinta della più alta pressione rimasta dentro la regione centrale di questi strati.

La teoria della consolidazione richiede che l'eccesso di pressione neutra residua, localizzata negli interbeds, sia correlata agli stessi parametri che controllano la funzione consolidazione nel tempo.

Alla fine di una stagione siccitosa o di emungimenti particolarmente intensi o concentrati, in seguito alla risalita dei livelli idrici, una parte della deformazione viene recuperata dagli strati più permeabili che danno velocemente una risposta elastica, ma gli strati meno permeabili e/o più spessi continuano a deformarsi durante tutto il periodo della risalita dei livelli piezometrici e della diminuzione di stress.

Le caratteristiche di compressibilità degli strati a grana fine (aquitards) si possono ottenere da tests di consolidazione monodimensionale su campioni indisturbati in laboratorio. Il plottaggio della variazione dell'indice dei vuoti contro il logaritmo del carico applicato rappresenta la curva di compressione edometrica (Fig. 2).

Da questa possono essere ricavati tre parametri di fondamentale importanza:

- 1) l'indice di compressibilità  $C_c$ , una misura della compressibilità non lineare del campione
- 2) il coefficiente di consolidazione  $C_v$ , una misura del tasso di consolidazione nel tempo
- 3) il valore approssimativo della pressione di preconsolidazione.

Quest'ultima rappresenta il più grande stress effettivo al quale il deposito sia mai stato sottoposto nella sua storia tensionale ; è ,inoltre, la pressione che il campione può sopportare senza subire una deformazione permanente aggiuntiva.

Per i cambiamenti di tensione efficace che avvengono nel campo degli stress inferiori alla pressione di preconsolidazione, la compattazione o l'espansione sia degli aquitards che degli acquiferi è elastica, e prevalentemente recuperabile nel caso in cui si ritorni all'originario regime tensionale. Per valori di pressione applicata superiori a quella di preconsolidazione, invece, la consolidazione 'vergine' degli aquitards è prevalentemente non elastica e non recuperabile; tuttavia quest'ultima comprende una componente elastica trascurabile per entità rispetto a quella plastica.

La consolidazione degli acquiferi, in contrasto a quella degli interbeds, è principalmente elastica eccetto nel caso di depositi scarsamente classati o di sabbie spigolose o micacee ove risulta predominante una risposta plastica.

Negli acquiferi multifalda, quale quello della Piana del fiume Sarno oggetto di studio in questo lavoro, i valori di compressibilità ed i parametri relativi alla capacità di immagazzinamento risultano essere da 10 a 100 volte più grandi quando gli stress

applicati ricadono sulla curva vergine, ossia pressioni superiori a quelle registrate nella storia tensionale del litotipo.

### **3 MODALITÀ DI MONITORAGGIO DELLA SUBSIDENZA**

In questo XXI secolo che vede la tecnica in genere e le tecnologie informatiche in particolare fare progressi che nessuno avrebbe potuto prevedere anche solo un trentennio fa, sembra significativo volgere uno sguardo al percorso strumentale che l'uomo ha ideato e costruito per misurare l'ambiente che lo circonda. La storia della misura è di per se assai affascinante, essa serve all'uomo per trasferire le sue conoscenze scientifiche nelle sue produzioni tecniche: una volta adempiuto questo compito, i numeri, quindi le misure, scompaiono, restano solo gli oggetti portatori dell'impronta dell'uomo.

Fra i mezzi per misurare, certamente un posto di privilegio va riservato a quelli che hanno permesso all'uomo di ricostruire l'immagine metrica della Terra: gli strumenti per la geodesia, per la topografia (va ancora una volta ricordato, che si indica con "Topografia" - almeno a partire dalla seconda metà del secolo scorso - quella parte della Geodesia che altri, ad esempio i popoli di lingua tedesca, chiamano "inferiore". Sebbene la dizione "strumenti geodetici" possa far pensare a gravimetri o a teodoliti universali, in buona parte d'Europa tale locuzione ben si adatta a quelli che in Italia sono meglio conosciuti come strumenti topografici), per l'agrimensura.

Negli ultimi anni sono state sperimentate ed utilizzate diverse tecniche e metodologie di rilevamento delle aree in subsidenza.

Le metodologie classiche per realizzare tali analisi, che prevedono l'impiego di misure di livellazione geometrica di alta precisione, risultano spesso economicamente non praticabili. Esse infatti richiedono lunghi tempi di misura in campagna e l'impiego di una squadra di almeno 4-5 operatori. La strumentazione GPS permette di garantire il raggiungimento di precisioni analoghe (su estensioni di 10-20 km), a costi notevolmente inferiori e tempi assolutamente più contenuti. Il numero di vertici di cui è calcolata la quota (ma anche la posizione in latitudine e longitudine), è notevolmente inferiore. Tali vertici, solo se necessario, possono dunque essere impiegati come origine per definire ulteriori vertici a quota nota sul territorio tramite la classica livellazione geometrica.

Con riferimento al U.S. Geological Survey, è possibile delineare un'evoluzione temporale delle suddette tecnologie, partendo dalle misure di livellazione di precisione

in superficie ai rilievi in foro ricorrendo all'uso di estensimetri fino ai più recenti dispositivi GPS (Global Positioning System).

Attualmente enormi potenzialità in questo ambito sono correlate agli sviluppi della tecnica di interferometria radar ad apertura sintetica InSAR, in quanto in grado di rilevare con accuratezza dell'ordine centimetrico (ma in taluni casi addirittura millimetrico) fenomeni di subsidenza su aree anche molto estese. Questa si basa sull'analisi degli interferogrammi derivanti dall'elaborazione delle immagini acquisite dai successivi passaggi del satellite sull'area in esame.

### *3.1 Livellazione*

Fino agli inizi degli anni '90 l'acquisizione dei dati di livellazione in campagna, indipendentemente dalla metodologia usata, era affidata sostanzialmente a supporti cartacei. Una volta raccolti, i dati grezzi di livellazione andavano verificati e validati attraverso il calcolo dei dislivelli di andata e ritorno delle singole tratte e dell'errore di chiusura delle tratte stesse. I risultati venivano manualmente trascritti su supporti magnetici per la loro conservazione. Tutti questi passaggi molto spesso inducevano errori di trascrizione che dovevano essere individuati ed eliminati.

Grazie alla diffusione dei primi rudimentali palmari, nel 1992, si sviluppò un sistema di acquisizione dei dati di livellazione, LIVINF (LIVellazione INFormatizzata) che ne permetteva l'inserimento direttamente in campagna su supporto magnetico (datalog).

Successivamente, i dati venivano inseriti come input di opportune procedure di controllo e calcolo preliminare, che, limitando l'intervento manuale, riducevano gli errori di trascrizione.

Per livellazione si intende l'operazione di misura di un dislivello. Esistono vari tipi di livellazione, che differiscono tra loro sia per gli strumenti adoperati sia per le metodologie operative sia per la precisione delle misure.

La livellazione barometrica utilizza i barometri, basandosi sulla dipendenza della pressione atmosferica dall'altitudine; tale tipo di misura trova applicazione solo per misure approssimate dei dislivelli (precisione dell'ordine metrico).

La livellazione tacheometrica, anch'essa di limitata precisione (dell'ordine di vari centimetri a distanza di un centinaio di metri), utilizza il tacheometro; questo è uno strumento atto a misurare non soltanto i dislivelli ma anche le distanze orizzontali fra strumento e stadia, posta ad una distanza non superiore a qualche centinaia di metri.

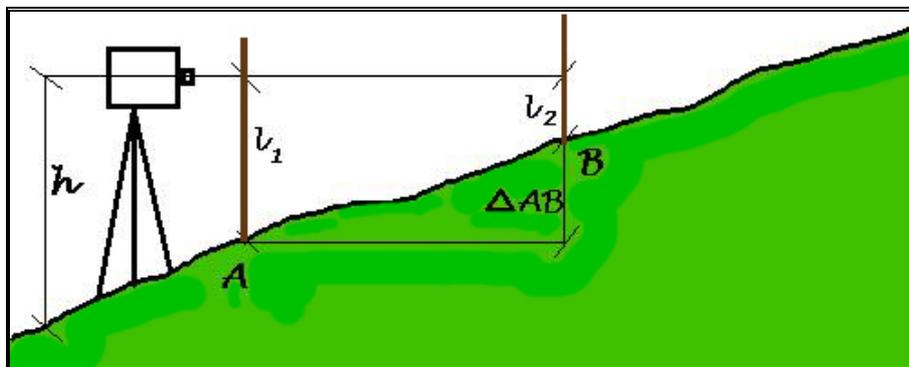
La livellazione trigonometrica permette la misura della differenza di quota tra due punti reciprocamente visibili, e la cui distanza è nota (eventualmente con misure EDM), attraverso la misura delle distanze zenitali reciproche; si utilizza, a tale scopo, il teodolite, ottenendo precisioni dell'ordine di 1-2 centimetri per chilometro.

La livellazione geometrica (Fig. 4) consente la stima del dislivello tra due punti senza conoscerne la distanza; essa utilizza livelli ottici e due aste graduate (dette stadie) che si pongono verticalmente al terreno sui due punti di cui si vuole misurare il dislivello, mentre il livello va posto in una posizione intermedia, preferibilmente in posizione equidistante dalle due stadie. In tal modo si può ignorare la curvatura del geoide e si minimizza l'effetto della rifrazione atmosferica. Effettuando la lettura sulle due stadie, il dislivello tra i due punti è dato dalla differenza delle due letture. Quando la distanza tra i due capisaldi è notevole, occorre inserire tra di loro tanti punti intermedi su cui porre le stadie ed allora il dislivello totale tra i due capisaldi estremi è dato dalla somma dei dislivelli delle singole battute effettuate lungo il percorso. La precisione di questo tipo di misura dipende fortemente dal tipo di strumenti utilizzati e dalle procedure di misura.

Le reti di livellazione vanno costruite mediante la concatenazione di circuiti chiusi, in modo da poter verificare la coerenza dei dati confrontando l'errore di chiusura per ogni circuito (teoricamente zero) con il valore di tolleranza, che è funzione della tipologia di rete.

La ripetizione delle misure nel tempo ed il confronto delle quote ricavate sui singoli capisaldi della rete consente di definire il campo di deformazione verticale.

La livellazione geometrica di alta precisione si basa sulla tecnica di 'livellazione dal mezzo' in andata e ritorno, utilizzando autolivelli dotati di sistema micrometrico di lettura ed adottando stadie dotate di nastro invar.



**Figura 4:** Esempio di livellazione geometrica. Il dislivello  $h$  è pari ad  $v_1 - v_2$ .

### 3.2 *Global Positioning System*

Il processo che sta alla base dell'uso del GPS nel determinare in maniera accurata e precisa la posizione di un sito sconosciuto è simile alla triangolazione. Il ricevitore GPS utilizza il valore della distanza da almeno quattro satelliti per determinare la sua posizione. L'ubicazione dei satelliti è codificata nel segnale trasmesso al ricevitore GPS. Quest'ultimo calcola la distanza tra il sito in cui si trova ed il satellite in funzione del tempo necessario per la trasmissione del segnale e del suo tempo di arrivo alla strumentazione.

L'accuratezza e la precisione della posizione calcolata dal GPS dipende da numerosi fattori: l'accuratezza della posizione del satellite, gli errori dell'orologio del ricevitore (necessario per il calcolo dei tempi di trasmissione satellite-ricevitore), il ritardo atmosferico, la riflessione e rifrazione del segnale da parte delle strutture site nelle vicinanze del ricevitore.

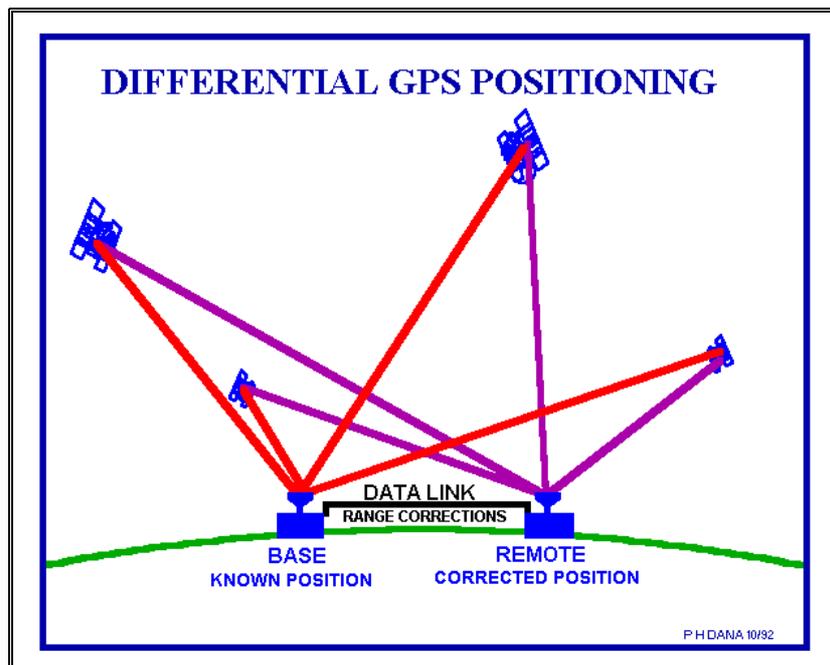
Quando un sistema acquifero comincia a deformarsi in seguito a sollecitazioni subite, il movimento della superficie rappresenta la testimonianza di numerose modificazioni che avvengono nel sottosuolo a varie profondità. La corretta stima dell'entità della subsidenza, tramite un ricevitore GPS ed un'antenna, dipende in gran parte dalla oculatezza della selezione del sito, poiché la precisione del dato acquisito non può prescindere dall'esame di numerosi fattori, tra i quali la distanza dal pozzo, l'accessibilità del luogo, l'assenza in sito di elementi che possano interferire con l'antenna. A ciò si aggiunga che una campagna GPS deve essere progettata sulla base della possibilità di ricezione.

Chiaramente le condizioni ottimali devono persistere nel tempo, dal momento che per l'esame di fenomeni di subsidenza le misure devono essere sistematicamente ripetute nel tempo. Il che è ancor più vero nel caso di subsidenza per estrazione di acque sotterranee, allorquando bisogna tener conto delle variazioni delle condizioni idrodinamiche e di utilizzazione della risorsa, e pertanto le misure con il GPS vanno ripetute nei vari periodi dell'anno idrologico e in taluni casi addirittura prima, durante e dopo eventuali emungimenti.

Da queste difficoltà nasce la necessità di affinare le tecnologie per le misure di deformazione della superficie terrestre, e sperimentare nuovi mezzi di indagine, in grado di semplificare l'acquisizione delle misure sistematiche.



**Figura 5 :** Ricevitore GPS.



**Figura 6:** Tecnica GPS

### 3.3 *Interferometria SAR*

Il notevole incremento demografico e urbanistico degli ultimi decenni ha da un lato contribuito allo sviluppo di studi sui rischi geologici ed ambientali in genere, tra i quali certamente rientra l'analisi delle deformazioni della superficie terrestre, e dall'altro evidenziato la necessità di metodi investigativi il meno possibile invasivi.

Le tecniche di telerilevamento ed analisi delle deformazioni del suolo mediante l'uso di sistemi radar ad apertura sintetica (SAR) sono sicuramente tra quelle con un minore impatto ambientale, poiché le misure si effettuano mediante l'impiego di sensori remoti installati su piattaforme spaziali. Tali tecniche, denominate di interferometria differenziale SAR (DIFSAR), permettono di generare con precisione centimetrica/millimetrica mappe di deformazione di una zona di interesse a partire dai dati telerilevati acquisiti in tempi diversi.

Una particolare tecnica DIFSAR è stata sviluppata presso l'IREA di Napoli nell'ambito delle attività sul telerilevamento attivo a microonde. L'algoritmo utilizzato, denominato

Small Baseline Subsets (SBAS), ha l'obiettivo di preservare le caratteristiche di ampia copertura, tipiche dei sistemi di immagini satellitari, ma anche di incrementare il numero di punti per unità di area su cui fornire una misura affidabile della deformazione. La tecnica SBAS, già utilizzata con successo per lo studio di deformazioni su larga scala dei Campi Flegrei e del Vesuvio, opportunamente modificata ha consentito di analizzare deformazioni anche a piccola scala, come quelle cui possono essere soggetti edifici o strutture urbane. Infatti, utilizzando i dati a piena risoluzione spaziale (circa dieci metri) è possibile individuare i punti che manifestano una deformazione residua rispetto a quella media della zona. La deformazione misurata può essere attribuita a strutture coerenti all'interno della cella di risoluzione (quali strutture antropogeniche), che sono soggette a movimento diverso da quello di insieme del terreno. L'utilizzo di questa tecnica diventa, quindi, particolarmente importante in ambito urbano anche per il monitoraggio di singole strutture. Un passo importante è stato l'integrazione dei dati SAR in un sistema informativo geografico (GIS). Ciò consente di rendere queste informazioni accessibili in modo immediato. La coincidenza tra la deformazione complessiva rilevata dal SAR e le misure di livellazione è ottimo; è pertanto evidente la valenza delle applicazioni integrate SAR/GIS in un contesto di monitoraggio delle deformazioni.

*a) Descrizione tecnica*

Il radar è un sistema attivo che provvede alla sua illuminazione trasmettendo radiazioni, quindi non è dipendente da fonti esterne quali il sole.

Le radiazioni emesse hanno lunghezza d'onda compresa tra uno e poche decine di centimetri. Con queste lunghezze d'onda è possibile l'immagine in tutte le condizioni meteorologiche.

L'antenna è montata su una piattaforma (satellite) che si muove con una certa velocità  $V$  rispetto alla terra; essa è ad un'altezza costante.

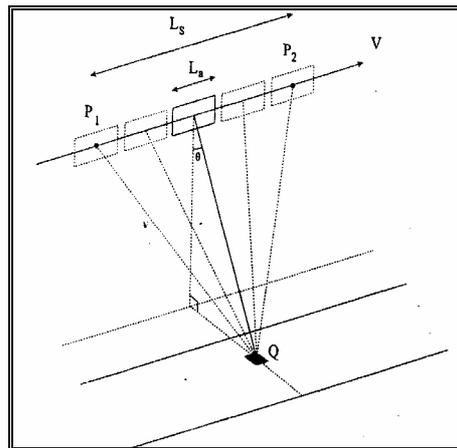
Il radar invia un treno di onde nella direzione perpendicolare alla traiettoria di volo (chiamata range direction); queste vengono in parte assorbite dalla superficie della Terra ed in parte riflesse in tutte le direzioni. La riflessione dipende dalle caratteristiche fisiche della superficie, che variano anche in funzione della temperatura e dell'umidità.

Un certo numero di radiazioni ritorna indietro all'antenna; queste vengono registrate e separate in base al loro differente tempo di ritorno. Il movimento del sensore lungo la traiettoria di volo causa l'illuminazione di una zona nella direzione di azimuth.

Il risultato è una matrice bidimensionale del ritorno del segnale chiamata data matrix.

Il concetto del radar ad apertura sintetica è basato sull'osservazione che un dato bersaglio risponde con un certo numero di riflessioni al passaggio del sensore (Fig. 7).

Come si vede dalla figura Q è il bersaglio e  $P_1$  e  $P_2$  rappresentano la posizione del sensore in due tempi  $T_1$  e  $T_2$ . Il sistema può essere utilizzato per combinare i diversi eco che provengono da Q.



**Figura 7:** principi del radar ad apertura sintetica

Il risultato importante è che la risoluzione di questo sistema è indipendente dalla distanza dell'antenna dalla superficie e dalla grandezza dell'antenna; con il segnale SAR si ottiene che l'intensità dell'immagine è anche una immagine di fase.

La fase di un elemento di risoluzione dell'immagine o pixel, è infatti la somma dei valori di un grande numero di segnali. Le informazioni di fase divengono significative solo quando più immagini di fase della stessa risoluzione vengono comparate.

Un'immagine SAR è la proiezione di una superficie tridimensionale su una bidimensionale. Quindi manca la terza dimensione, cioè l'informazione sull'altitudine dei punti, che può tuttavia essere ricavata dalle informazioni di fase e applicando la tecnica interferometrica SAR chiamata INSAR.

La chiave della tecnica interferometrica è la misura della fase del segnale radar, questa è direttamente correlata con la radiazione, vale a dire con la distanza tra il sensore e la terra. Valutando le differenze di fase in ogni pixel da 2 immagini si possono valutare le differenze di distanze. Questo è il concetto base dell'INSAR e l'immagine di differenze di fase, chiamata interferogramma è lo strumento base di questa tecnica

Il processo interferometrico parte da 2 complesse immagini ad alta risoluzione chiamate single Look Complex (SLC) ottenute dal ritorno degli eco dallo stesso elemento della superficie in una unica immagine pixel.

Le fasi di elaborazione possono essere così schematizzate:

- centratura delle due immagini SLC
- complessa moltiplicazione delle due immagini centrate e generazione dei prodotti interferometrici
- correzione di questi per le distorsioni dovute alla posizione inclinata del radar
- fase di sovrapposizione.

Questo metodo dell'INSAR è usato per produrre modelli di elevazione digitale (DEM's) della superficie della terra.

Un'altra applicazione dell'INSAR è finalizzata all'acquisizione di dati sui cambiamenti di altitudine, cioè sulle deformazioni della superficie.

Questo si ottiene comparando due immagini della stessa area, con la stessa posizione del sensore, in due differenti momenti. In questo caso se non vi è stato allontanamento dal punto di misura, la differenza tra le fasi delle due immagini in due tempi diversi è zero. Se, al contrario, vi è stata una deformazione anche di pochi millimetri, la fase nella seconda immagine sarà spostata rispetto alla prima, e la stima di questo spostamento darà la misura del movimento terrestre.

E' però improbabile che due immagini siano tratte dalla stessa posizione del satellite in due tempi diversi. Questo provoca la presenza di una componente topografica che si addiziona alla deformazione. Il contributo topografico può essere separato e sottratto alla deformazione con la tecnica differenziale.

#### *b) Evoluzione dell'InSAR*

Esiste un crescente interesse verso le problematiche del monitoraggio non invasivo dell'ambiente ed in particolare verso l'impiego di tecniche di diagnostica basate sull'utilizzo di sensori in fibra ottica. Tali sensori hanno infatti piccole dimensioni e basso costo, sono immuni alle interferenze elettromagnetiche, sono ideali per costruire reti di monitoraggio molto estese e sono meccanicamente e chimicamente compatibili con molti materiali. Tuttavia, i sensori in fibra comunemente usati consentono una misura puntuale dei parametri di interesse. Ciò rappresenta una difficoltà allorché si voglia monitorare una grandezza con elevata risoluzione (metri) e

su lunghe distanze (chilometri). In questo caso, possono essere infatti necessari anche migliaia di sensori che devono essere interrogati con complesse reti di multiplexing. Queste limitazioni possono essere superate sviluppando un diverso tipo di sensori, chiamati “sensori distribuiti”, che consentono di effettuare misure con continuità spaziale su tutta la lunghezza della struttura di interesse. Questo tipo di sensori sta già trovando applicazioni nell’ambito del monitoraggio delle deformazioni di ponti, dighe, oleodotti, acquedotti ed edifici storici o nel monitoraggio della temperatura di cavi elettrici, laghi, fiumi. Il principio di funzionamento di un particolare tipo di questi sensori si basa sul fenomeno dello scattering stimolato di Brillouin, che è intrinsecamente presente anche nelle fibre ottiche commerciali e consente il monitoraggio, su distanze che possono arrivare a decine di chilometri, delle deformazioni e/o della temperatura della struttura investigata. Tuttavia, allo stato attuale, le tecniche sviluppate non consentono una stima quantitativa delle grandezze d’interesse ed inoltre operano nel dominio del tempo, dove la risoluzione ottenibile risulta legata alla possibilità di misurare segnali transitori molto veloci, il che pone limitazioni sul rapporto segnale/rumore. Per superare queste limitazioni presso l’IREA sono stati sviluppati configurazioni di misura ed algoritmi innovativi di analisi di dati per sensori basati sullo scattering stimolato di Brillouin nel dominio della frequenza. In particolare partendo dalla consueta formulazione differenziale esatta, che descrive il fenomeno dello scattering stimolato di Brillouin, sono stati sviluppati algoritmi per la determinazione del profilo di deformazione/temperatura lungo la fibra. Poiché tali algoritmi lavorano direttamente sulle equazioni che descrivono il fenomeno fisico, essi consentono di evitare i tipici errori sistematici che affiggono le ricostruzioni classiche, in particolar modo quando si vogliono ottenere elevate risoluzioni e/o si è interessati al monitoraggio su grandi distanze. Inoltre, poiché le misure vengono effettuate nel dominio della frequenza è possibile utilizzare una tecnica di ricezione sincrona che consente un notevole incremento del rapporto segnale/rumore e quindi un incremento dell’ accuratezza della misura. Presso l’IREA è stato allestito un prototipo per monitoraggio di deformazioni e/o temperatura basato sullo scattering di Brillouin nel dominio della frequenza. Le misure sperimentali hanno permesso di verificare la validità degli algoritmi proposti.

#### **4 SUBSIDENZA NEL MONDO**

La subsidenza causa problemi economici e sociali di severa intensità, che purtroppo si palesano quando il fenomeno ha già preso avvio ed i danni sono irreversibili.

Sono fenomeni noti da secoli: tra quelli dovuti ad azioni antropiche si ricorda ad esempio il fallimento delle bonifiche ferraresi, promosse dagli Estensi nel rinascimento, in cui lentamente le aree prosciugate sono state nuovamente invase dalle acque in seguito al costipamento dei terreni superficiali proprio in conseguenza dell'abbassamento della superficie piezometrica. Ma soprattutto a partire dal dopoguerra in tutta la pianura Padana ed in particolare in Emilia Romagna gli emungimenti dagli acquiferi hanno provocato forti abbassamenti del suolo che, in taluni casi, hanno raggiunto anche diversi metri.

Abbassamenti del suolo si sono verificati anche in corrispondenza di giacimenti di idrocarburi. Sono ben noti i casi del giacimento di olio di Goose Creek presso Houston in Texas, del grande campo gas di Groningen nei Paesi Bassi, del giacimento Ekofisk nel mare del Nord. Fenomeni analoghi sono stati rilevati anche per alcuni giacimenti di gas naturale della valle Padana ed, in particolare, del ravennate

Per meglio descrivere il fenomeno e l'impatto che esso ha sulle strutture naturali ed antropiche del territorio colpito, qui di seguito vengono sintetizzati alcuni tra i casi più rilevanti di subsidenza causata da emungimenti.

Si fa riferimento ai casi più eclatanti osservati in California (San Joaquin Valley) e per quanto riguarda la realtà italiana, si descrivono brevemente i casi di subsidenza di Venezia e Ravenna; Venezia per il particolare ambiente nel quale la fenomenologia prende vita, Ravenna per la grande estensione areale ed intensità.

##### **4.1 San Joaquin Valley (California, U.S.A.)**

Le principali aree interessate da subsidenza causata dall'estrazione di acque sotterranee in California risultano essere San Joaquin Valley e Santa Clara Valley. In San Joaquin Valley la subsidenza si registra in tre distinte aree: Los Banos nella parte occidentale, Tulare-Wasco sul margine meridionale ed Arvin-Maricopa a sud.

Il Servizio Geologico Americano, fin dal 1956, ha avviato due progetti di ricerca in quest'area: il primo finalizzato allo studio della subsidenza, avviato in cooperazione con il Dipartimento delle Risorse Idriche della California; il secondo con l'obiettivo di esaminare il comportamento meccanico del sistema acquifero. In particolare

quest'ultimo è stato indirizzato alla definizione dei processi che regolano la deformazione dei sistemi acquiferi in relazione alle variazioni di pressione effettiva, oltre che alla stima delle conseguenti mutate capacità di immagazzinamento idrico. Durante oltre venti anni di studio molte delle cause e degli effetti della subsidenza sono stati documentati.

San Joaquin Valley (Fig. 8) è una depressione strutturale bordata ad est dal complesso granitico della Sierra Nevada ed ad ovest dal Coast Range. Il top del basamento della Sierra Nevada immerge ad ovest, sotto la valle oggetto di studio. I depositi continentali cenozoici raggiungono nella valle uno spessore di 5000 m; sono in prevalenza di origine alluvionale e lacustre e sono costituiti da corpi lenticolari di sabbie e ghiaie, sabbie e argille.

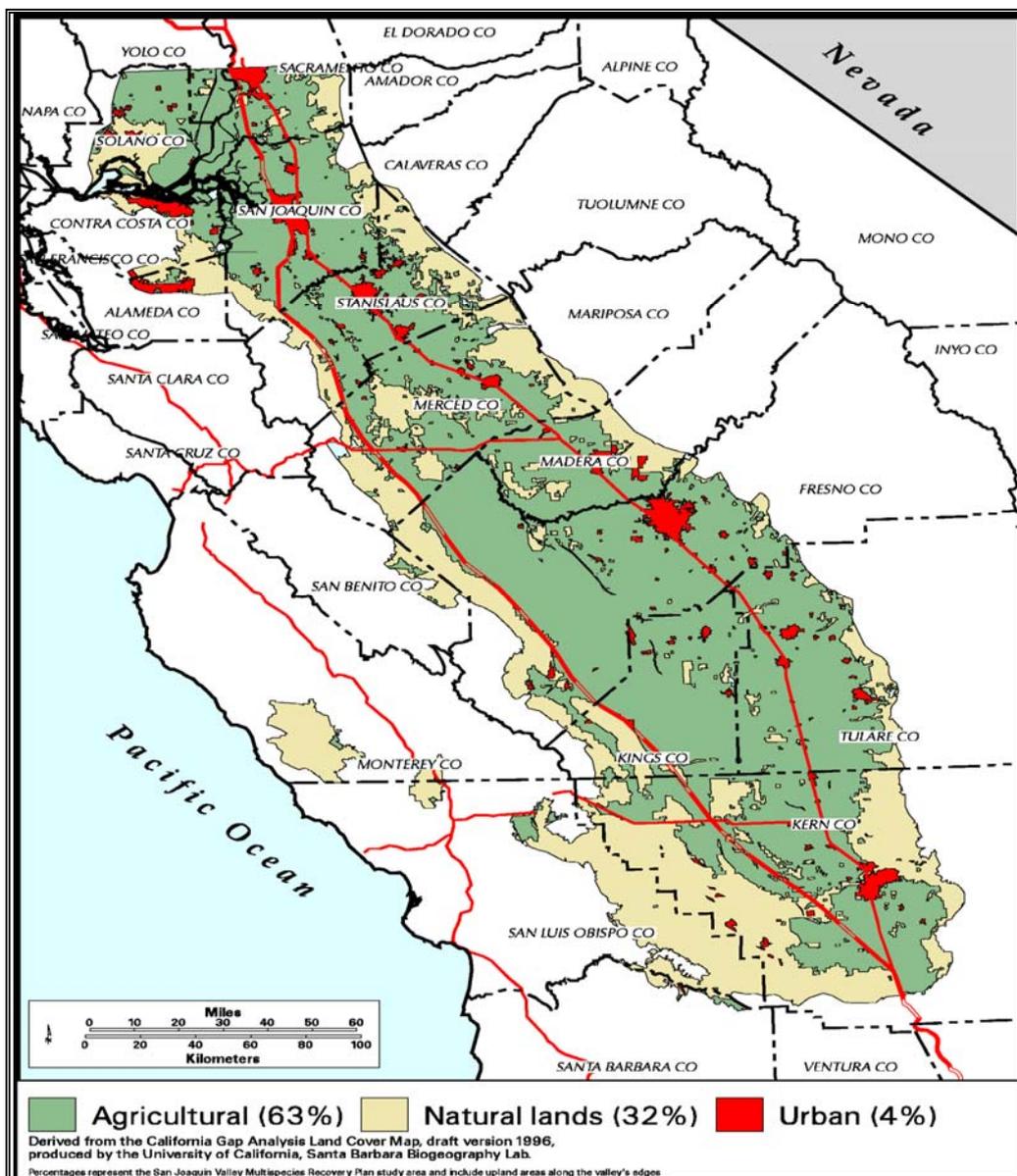


Figura 8: San Joaquin Valley, California

In San Joaquin Valley si possono distinguere due principali acquiferi; quello superiore è un acquifero semiconfinato, che si estende fino a circa 275 m di profondità, quello inferiore è costituita invece da un acquifero confinato ed ha uno spessore variabile dai 60 ai 600m.

L'estrazione annuale di acque sotterranee per l'irrigazione è andata crescendo vertiginosamente fino agli anni '40 a causa dello sviluppo del settore primario. Gli emungimenti così copiosi hanno causato un sostanziale abbassamento dei livelli piezometrici fino a raggiungere variazioni di 180 m in Los Banos.

Negli anni '70 è cominciata l'alimentazione di questa area e molti punti di prelievo sono stati dismessi, il tasso di abbassamento piezometrico è diminuito velocemente unitamente a quello di subsidenza.

La subsidenza in San Joaquin è di vari tipi, la più importante è dovuta alla compattazione del sistema acquifero legata all'eccessivo emungimento che ha interessato un'area di 13.500 Km<sup>2</sup> ed ha raggiunto valori massimi di 9 metri a sud di Mendota. La deformazione deriva dalla consolidazione degli aquitards in risposta all'incremento di stress effettivo.

Il volume di subsidenza per un dato intervallo di monitoraggio altimetrico si ottiene dalla planimetria della mappa di deformazione per quel periodo, esso rappresenta la riduzione dello spazio intergranulare che si verifica negli aquitards altamente compressibili. La subsidenza specifica è rappresentata dal rapporto tra la subsidenza e l'abbassamento dei livelli piezometrici e può essere espressa come cambiamento in spessore su cambiamento in stress effettivo ( $\Delta b/\Delta p'$ ). Questo rapporto è una prima approssimazione della compressibilità ed è utilizzato per prevedere l'entità della deformazione in risposta ad una variazione di stress in un terreno normalconsolidato. Variazioni areali di questo rapporto possono essere causate da uno o più fattori, fra questi variazioni di spessore degli aquitards, di compressibilità e di conducibilità idraulica.

La subsidenza in San Joaquin Valley ha causato notevoli problemi, la deformazione differenziale della superficie ha creato numerosi problemi, essa è stata notevolmente ridotta in seguito alle opere di ricarica dei corpi idrici sotterranei.

#### 4.2 *Venezia (Italia)*

In Italia molte aree sono interessate da fenomeni deformativi della superficie terrestre.

Fra queste l'area di Venezia è di particolare interesse poiché, per effetto della esigua elevazione del territorio rispetto al livello del mare, anche un tasso di subsidenza relativamente basso può avere conseguenze di severa entità.

Il ben noto fenomeno delle "acque alte", causato essenzialmente da eventi atmosferici e fattori astronomici, è indirettamente amplificato, sia in grandezza che in frequenza, dalla subsidenza.

Quando sono partiti gli studi in quest'area allo scopo di comprendere le cause della fenomenologia osservata si è reso subito chiaro che, fra i vari fattori che l'hanno indotta, l'estrazione di acque sotterranee rappresenta quello determinante; quindi la ricerca è stata indirizzata principalmente verso gli aspetti idrogeologici.

Il Consiglio Nazionale delle Ricerche di Venezia, in una fase preliminare, cominciata nel 1969, costituì un gruppo di lavoro volto ad una accurata riorganizzazione dei dati pregressi. Le successive analisi stratigrafiche, idrogeologiche, geotecniche e geodetiche, unitamente a specifici e programmati tests, hanno consentito di comprendere appieno il fenomeno e le cause che lo innescano.

Le analisi sono state mirate principalmente all'individuazione del modello fisico concettuale e alla definizione dell'evoluzione temporale del fenomeno di subsidenza, onde comprenderne i meccanismi ed effettuare previsioni sulla base di modelli numerici.

Il risultato finale conferma la dipendenza della subsidenza dall'estrazione di fluidi, e quindi la possibilità di fermare lo sprofondamento della città ed eventualmente ottenere un leggero recupero per effetto della ricarica degli acquiferi sovrasfruttati.

L'area veneziana (Fig. 9) è caratterizzata dalla presenza di un basamento quaternario al di sopra del quale è presente una spessa coltre di sedimenti quaternari (circa 1000 m), costituita prevalentemente da strati di sabbie (acquiferi) confinati da strati di limo e argilla (aquitards). Spostandosi a N-W verso le Alpi la struttura sedimentaria muta, i materiali diventano più grossolani e gli aquitards più sottili fino ad un certo punto a scomparire. Nelle aree pedemontane si rinviene una successione omogenea di sabbie e ghiaie, che rappresentano una grossa riserva per il sistema acquifero di Venezia.

Negli anni precedenti al 1952 l'estrazione di fluidi non era intensiva e la subsidenza registrata era dovuta esclusivamente a cause naturali, il suo tasso era di circa un millimetro per anno. Dopo il 1952 i cambiamenti risultano essere molto evidenti, gli emungimenti diventano consistenti ed i livelli idrici cominciano a decrescere, con punte

massime nell'area industriale, dove si registrano variazioni piezometriche di circa 1 m/anno. In questa area rilievi geodetici mostrano un tasso medio di subsidenza di 6.5 mm/anno, 5 mm/anno nell'area urbana. I dati più allarmanti sono quelli relativi all'anno 1969 con valori di deformazione del suolo che raggiungono i 14-17 mm. Proprio in seguito a queste osservazioni si sono sviluppati numerosi studi ed accurate analisi dei dati di monitoraggio topografico e piezometrico.

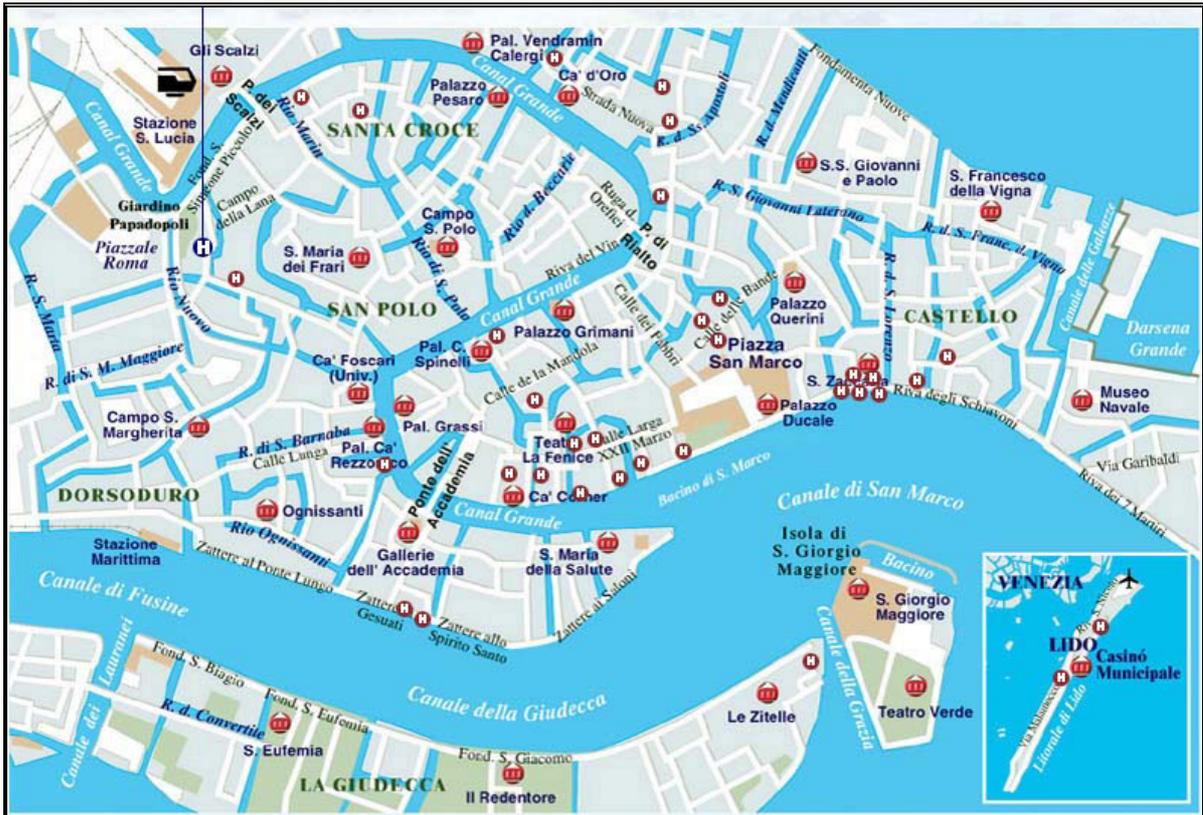


Figura 9: Mappa di Venezia (Italia).

Dopo il minimo registrato nel 1969, in seguito ad un diminuzione dei volumi emunti, si osserva un graduale recupero dei livelli piezometrici e della subsidenza: esiste una correlazione diretta tra i due fenomeni. Le analisi evidenziano, infatti, la presenza concomitante di minimi nell'area industriale sia durante la fase di intensa estrazione di fluidi che durante quella di recupero ed ascesa dei livelli piezometrici. Nella fase di risalita, tuttavia, si osserva che nell'area industriale di Marghera esiste una cospicua risalita dei livelli idrici, che determina un lieve recupero altimetrico; a Venezia invece una variazione piezometrica minore causa una risalita più grande. Questo comportamento differente è da ascrivere alla diversa natura dei terreni di Venezia e Marghera ed indica che per quest'ultima l'elasticità del sistema è veramente limitata.

L'assunzione della interdipendenza tra i livelli piezometrici e le variazioni altimetriche è verificata statisticamente, infatti, il coefficiente di correlazione lineare è compreso tra 0.70 e 0.92.

Modelli numerici sono stati utilizzati per simulare l'andamento nel passato della subsidenza e predirne il comportamento futuro. Il modello si applica in tale modo: i dati provenienti da misure dirette vengono confrontati con quelli teorici del modello per testarne l'attendibilità, sulla base di questa si verifica a posteriori la capacità di previsione per il futuro. I risultati di questi tests portano alla conclusione che queste simulazioni possono essere importanti strumenti per investigare e controllare la subsidenza causata da estrazione di fluidi.

### 4.3 *Ravenna (Italia)*

La città di Ravenna si trova a circa 60 chilometri a sud del delta del Po in posizione simmetrica rispetto a Venezia. La subsidenza in quest'area è stata osservata da lungo tempo, ma solo recentemente le sue conseguenze sono diventate di entità critica. Infatti, interessando progressivamente l'intero territorio di circa 700 Km<sup>2</sup>, i problemi collegati al processo deformativo della superficie investono sempre più non solo le zone industriali ed urbane ma anche le vaste aree circostanti.

Il Consiglio Nazionale delle Ricerche di Venezia, da una prima analisi cominciata nel 1970 in seguito alla richiesta del comune di Ravenna, aveva stimato che le cause della subsidenza erano da ascrivere principalmente alla rimozione di fluidi dal sottosuolo.

Le successive analisi stratigrafiche, idrogeologiche, geotecniche e geodetiche unitamente a specifici e programmati tests hanno consentito di comprendere appieno il fenomeno e le cause che lo innescano.

L'area di Ravenna (Fig. 10) è caratterizzata dalla presenza di un substrato intensamente tettonizzato in accordo con la geologia dell'Appennino settentrionale (sede di numerosi giacimenti di gas a profondità di circa 2000m), al di sopra del quale è presente una spessa coltre di sedimenti quaternari (1500-3000 m), costituita prevalentemente da sabbie e sabbie con argille di origine alluvionale e marina. La presenza di uno spessore così importante di sedimenti quaternari testimonia che in quest'area in tempi passati la subsidenza era molto pronunciata ed è ancora oggi attiva. La struttura irregolare del substrato ha influenzato la distribuzione e lo spessore delle



- ciascun acquifero presenta un comportamento idraulico indipendente, evidenza delle scarse soluzioni di continuità tra questi.

Oggi un cospicuo abbassamento dei livelli piezometrici ha interessato, oltre che l'area industriale, la parte orientale e meridionale del territorio a causa dell'incremento delle portate di emungimento per usi agricoli, e per soddisfare le richieste provenienti dallo sviluppo del settore terziario. L'asimmetrico cono di depressione che ne deriva sviluppa il suo asse maggiore in direzione NW-SE, interessando in maniera importante la linea di costa. Esiste invece l'evidenza di importati travasi provenienti dai massicci appenninici.

La foggia delle aree subsidenti è corrispondente a quella del cono di depressione; la correlazione temporale e spaziale tra la deformazione della superficie e l'abbassamento dei livelli piezometrici risulta chiaramente evidente.

In passato la principale causa del fenomeno era ritenuta essere la coltivazione di gas; oggi, in seguito a numerosi studi e considerando che le riserve di gas sono quasi esaurite avendo perso il 95% della loro potenziale produttività, il suo contributo è considerato trascurabile anche se non si conosce ancora l'effetto sulla costa delle più recenti estrazioni di gas dall'offshore. Va inoltre ricordato che in quest'area la subsidenza naturale da un contributo non trascurabile. Tuttavia ad oggi il fattore dominante risulta essere l'estrazione di acque sotterranee nella zona industriale dove è localizzato il centro del cono di emungimento. Questa profonda depressione della superficie piezometrica ha causato l'ingressione di acque marine e quindi l'inquinamento delle acque sotterranee, oltrechè la consolidazione dei terreni argillosi in seguito alla variazione chimica dei fluidi interstiziali.

## **II. LA PIANA DEL FIUME SARNO**

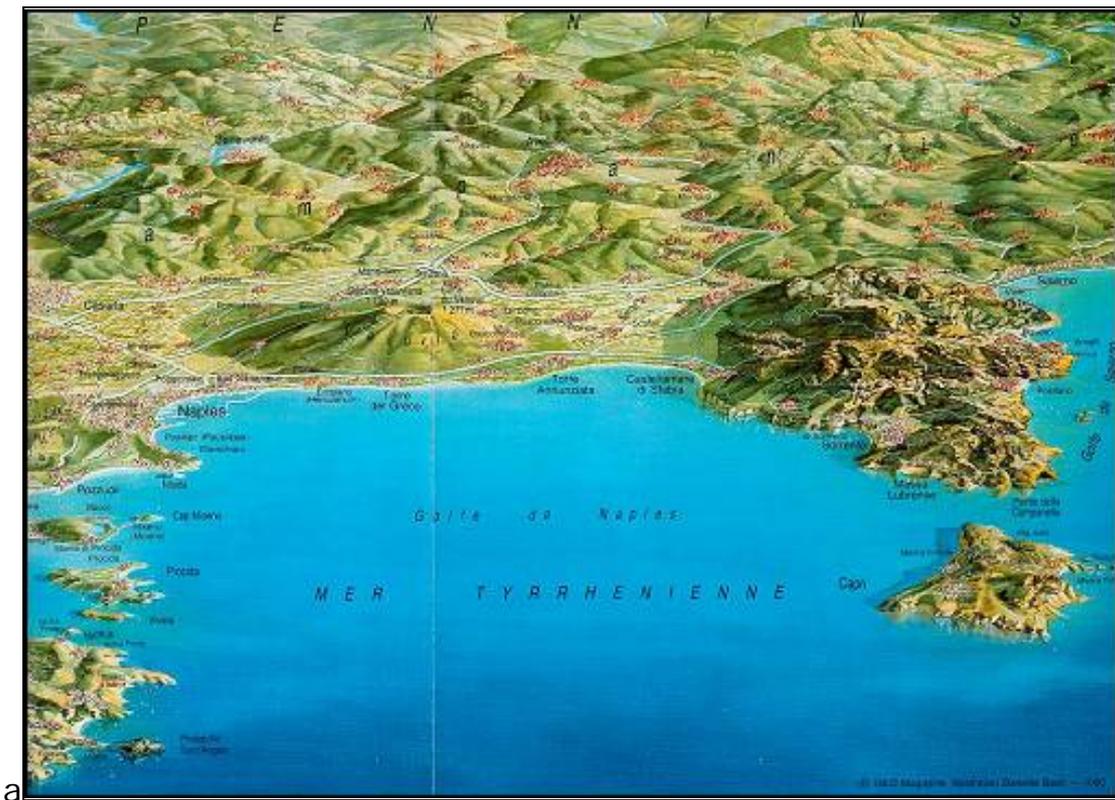
Il presente lavoro si inserisce nell'ambito degli studi e delle ricerche finalizzate all'analisi e alla verifica delle possibili interazioni tra attività antropiche, con particolare riferimento alle condizioni di utilizzazione delle risorse idriche sotterranee, e subsidenza nelle aree di piana costiera. Al fine di prevenire dette situazioni di rischio si ritiene indispensabile procedere innanzitutto alla individuazione ed alla validazione di nuove tecnologie per il rilevamento tempestivo dei suindicati fenomeni di subsidenza. All'uopo, su alcune aree campione, sono stati avviati studi interdisciplinari, in collaborazione con il CNR-IREA, onde combinare i tradizionali metodi di indagine geologica con le più avanzate tecnologie per il rilevamento delle deformazioni della superficie terrestre, tra le quali si è distinta l'interferometria SAR.

Nel presente studio, in particolare, è stata esaminata l'area campione della piana del F. Sarno, della quale qui di seguito vengono sintetizzate i principali lineamenti dell'assetto territoriale, dedotti dalla specifica letteratura tecnica ed utili per poi analizzare le cause dei fenomeni di subsidenza osservati.

### ***I INQUADRAMENTO GEOGRAFICO***

La Piana del Sarno costituisce la porzione meridionale della Piana Campana, un grande graben individuatosi a partire dal Pliocene Superiore e soggetto ad un graduale sprofondamento nel Quaternario.

Questo graben è delimitato dalle dorsali dei massicci carbonatici mesozoici: a N e N-W dai monti di Caserta, dalla dorsale del Partenio e dai margini più occidentali dei Picentini, a N-W dalla dorsale del Monte Massico a S-E dai Monti Lattari; sul lato occidentale il graben si apre verso il Mar Tirreno.



**Figura 11:** Piana del fiume Sarno

La Piana del Sarno si presenta come una zona morfologicamente piatta, di forma romboidale con i vertici nella direzione dei quattro punti cardinali. Essa è delimitata a Sud dai rilievi carbonatici della Penisola Sorrentina, a N-E dai Monti di Sarno, a N-W dalle falde dell'apparato vulcanico del Somma Vesuvio. Nel tratto Sud-Occidentale si affaccia sul tratto di costa compreso tra Torre Annunziata e Castellammare di Stabia, essa si apre ancora in corrispondenza dell'abitato di Nocera Inferiore dove si verifica la confluenza tra i torrenti Solofrana e Cavaiola.

Altimetricamente la Piana è quasi completamente inclusa nella isoipsa dei 25 metri e mentre sul lato vesuviano i fianchi del cono vulcanico si raccordano molto dolcemente alla depressione, dal lato orientale e meridionale le pendenze risultano molto più marcate.

Il corso del fiume Sarno si sviluppa in posizione meridiana rispetto alla Piana ed è allungato in direzione NE-SO.

La Piana ha una superficie complessiva di circa 200 Km<sup>2</sup> e costituisce un'area molto popolosa grazie all'eccezionale fertilità dei suoli che la ricoprono e che da sempre hanno favorito le attività agricole.

## 2 *INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE DELLA PIANA CAMPANA*

La Piana Campana rappresenta un vasto graben costiero, impostatosi nel Pliocene Superiore, su terreni carbonatici del Mesozoico che furono smembrati e ribassati a gradinata verso il centro della piana durante il Quaternario, a causa di intensi fenomeni tettonici distensivi, successivi alla formazione della Catena Appenninica. In quest'ultima si riconoscono i motivi fondamentali che caratterizzano tutta la struttura montuosa che è ritenuta una "catena ai coltri di ricoprimento" formata da una serie di elementi tettonici, che originariamente costituivano domini paleogeografici continui.

L'intensa attività tettonica succedutasi nell'area della Piana Campana è stata responsabile dell'inizio di un'importante attività vulcanica.

La formazione del graben campano è riconducibile ai processi di distensione e di assottigliamento litosferico connessi con l'apertura del Mar Tirreno; poi la tettonica del Pliocene sup.-Quaternario antico, avrebbe provocato una zona più depressa, all'interno del graben, compresa tra il fiume Volturno ed i campi Flegrei, laddove si sarebbero impostati alcuni apparati vulcanici che non appaiono in affioramento.

Successivamente, le fasi tettoniche posteriori, avrebbero causato un ulteriore rilassamento del graben, particolarmente nella zona compresa tra i Campi Flegrei ed il Vesuvio, dove si sarebbero accumulati potenti orizzonti argillosi di ambiente marino, che avrebbero colmato la depressione e ricoperto gli apparati vulcanici preesistenti.

Infine la presenza, nella parte superficiale della Piana Campana di sedimenti, di arenarie, argille marine, alluvioni, piroclastiti sarebbe da associare agli eventi tettonici, vulcanici e climatici che hanno caratterizzato il Quaternario recente.

I bordi della Piana Campana (Fig. 13) sono marcati da evidenti linee tettoniche di importanza regionale orientate sia in direzione appenninica (NO-SE) che antiappenninica (NE-SO), la cui espressione sono ripidi versanti di faglia.

Tramite prospezioni geofisiche si è ricostruito l'andamento del top del substrato calcareo al di sotto del riempimento del graben: questo è caratterizzato da un andamento a gradinata con faglie dirette ribassanti i blocchi verso il centro della piana e verso il Tirreno.

I maggiori sprofondamenti sono dell'ordine dei 5000 metri dal piano campagna, i minimi (dell'ordine di 2000-2500 metri) si registrano proprio nella piana del Sarno. Tale differenza potrebbe essere indice di due diverse fasi di ribassamento: la prima avrebbe interessato la parte settentrionale della Piana Campana, la seconda avrebbe interessato anche il Sarnese.

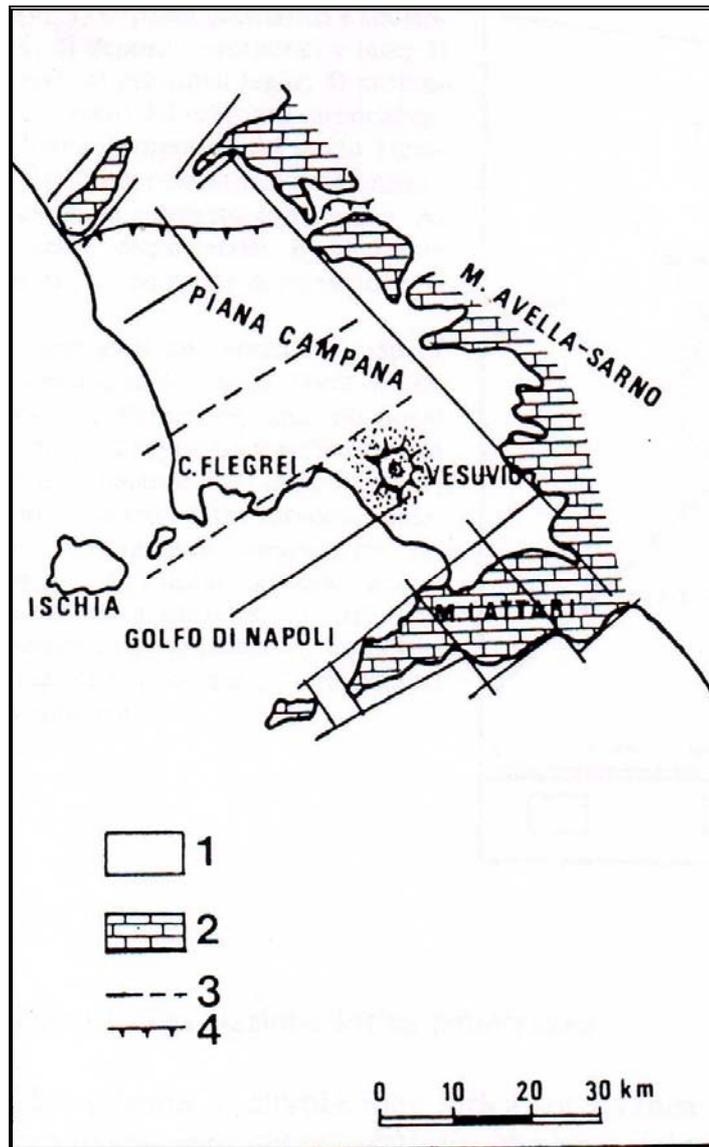


**Figura 12:** Mappa della Campania.

A conferma di questa ipotesi c'è la diversa maturità morfologica dei versanti settentrionali rispetto a quelli meridionali, infatti i primi risultano più vecchi dei secondi.

Il top del substrato è caratterizzato da un reticolo di faglie normali con rigetti di alcune centinaia di metri che isolano una serie di blocchi il cui generale andamento a gradinate si traduce in uno sprofondamento crescente dai bordi verso il centro della piana.

I rilievi carbonatici di Sarno sono costituiti da un insieme di blocchi monoclinici variamente dislocati e ruotati ma prevalentemente immergenti verso Nord. Queste strutture sono definite da un fitto reticolo di faglie subverticali a forte risposta morfologica.



**Figura 13:** Inquadramento geologico della Piana Campana.

Le relative orientazioni preferenziali sono quelle tipiche della Neotettonica plio-pleistocenica dell'Appennino Campano-Lucano, anche se talvolta sono riattivati lineamenti diretti EW e NS riferibili alla tettonica miocenica.

Sono stati identificati una serie di importanti lineamenti in relazione con un tipo di tettonica trascorrente. Tali faglie hanno un andamento NNW-SSE e coincidono in parte con il sistema di faglie ad andamento antiappenninico.

Le evidenze principali di tettonica trascorrente sono costituite da strie suborizzontali lungo i pini di faglia.

Torrente nel '97 mette in evidenza che nel tardo Pleistocene si è avuta una tettonica trascorrente che ha interessato quasi tutti i sistemi di faglie riattivandoli in maniera differente.

### 3 *EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA*

La Piana del Sarno risulta morfologicamente piatta tanto che si mantiene ancora a 20 metri di quota a 17 Km dalla costa ; questa caratteristica è legata in parte all'opera di aggradazione da parte delle piroclastiti e in parte al fatto che il fiume Sarno, essendo alimentato da grosse sorgenti, ha scarso apporto solido.

In realtà l' assenza di rilievo indica soprattutto che questa zona non ha subito in tempi recenti innalzamenti tettonici, anzi essa ha probabilmente subito una generale subsidenza compensata dalla sedimentazione.

Questa sostanziale stabilità ci da poche indicazioni circa la sua evoluzione, perciò può risultare più utile studiare i rilievi che la bordano.

Se si osservano i Monti di Sarno vi è evidenza di una diversa maturità dei ripidi versanti di faglia che li delimitano; il che indica che non sono frutto di un unico evento tettonico. Infatti nel settore fra Sarno e Siano è presente un versante di faglia in direzione N-110E, è indice di un sollevamento, lungo lo stesso lineamento, avvenuto in due tempi diversi.

Su questo versante sono presenti faccette triangolari rivestite da potenti falde detritiche cementate. Dalle faccette si dipartono conoidi alluvionali a prevalente componente piroclastica a loro volta reincise in modo decrescente da monte verso valle (tardo Wurm).

Sulla base di queste osservazioni si può affermare che vi fu una prima fase tettonica che sollevò il Monte Torrenone di 600 m rispetto alla piana , tanto che dalla recessione della scarpata in ambiente periglaciale nacque un versante rettilineo coperto da falda detritica ; una successiva risalita del livello di base provocò l' erosione della falda. In seguito il sollevamento del massiccio fino alla quota attuale (1096 m) ne innescò nuovamente l' erosione con deiezione di conoidi.

Nel settore dei Monti Lattari vi è analogia morfologica con i Monti di Sarno e quindi si possono definire coeve le principali dislocazioni. In questa zona però ci si imbatte in due generazioni di conoidi (separate da un periodo di reincisione) che sono assenti presso il Monte Torrenone dove si rinviene una sola fase di deiezione. Questa differenza potrebbe spiegarsi ammettendo che quest' ultima non fu raggiunta dall'ingressione che smantellò le conoidi dei Lattari e che qui le conoidi wurmiane ricoprirono completamente quelle più antiche che sono mancanti.

Alla luce di tutte queste osservazioni si può ipotizzare che l'evoluzione futura della Piana del Sarno sarà controllata dagli eventi tettonici distensivi responsabili della formazione del graben campano.

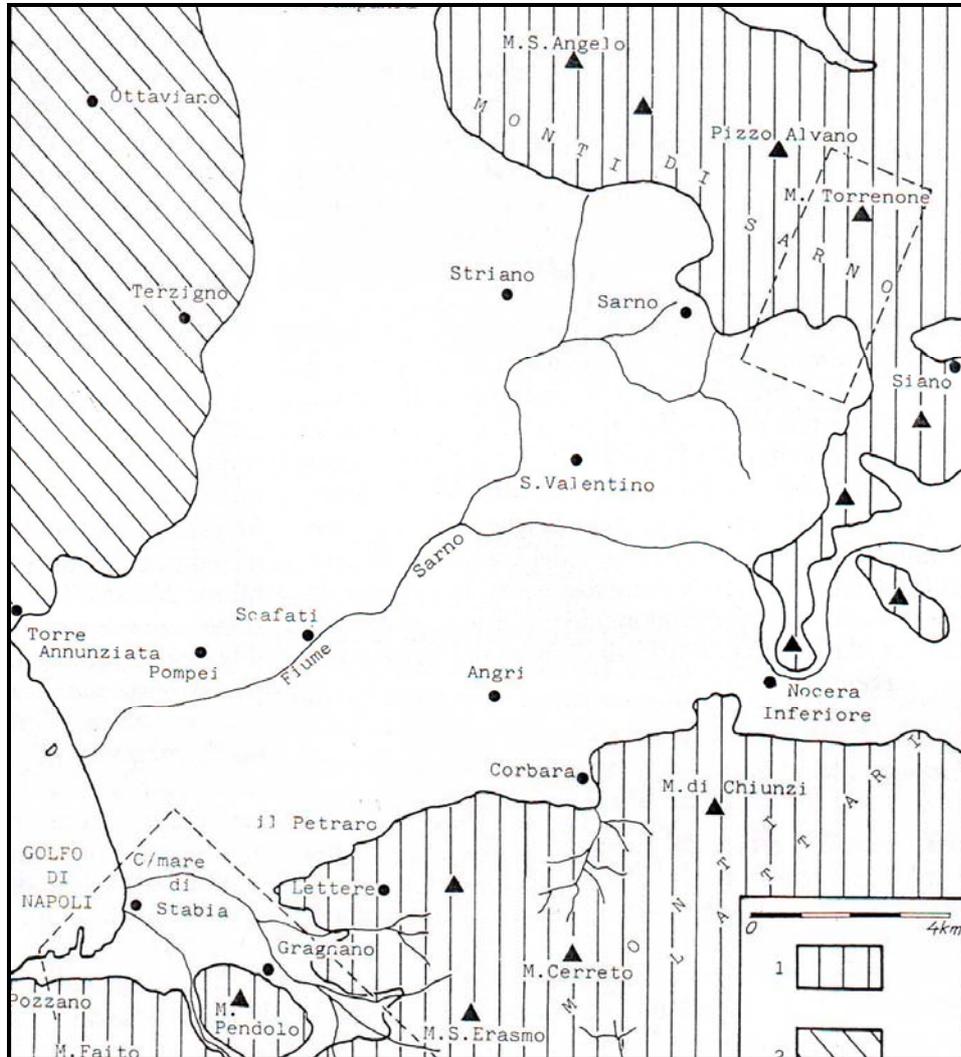


Figura 14: Piana del Sarno e rilievi bordieri.

## 4 STRATIGRAFIA E LITOLOGIA

### 4.1 I carbonati mesozoici

Con riferimento al foglio 185 della Carta Geologica d'Italia 1:100000 (fig.15), il complesso carbonatico può essere così schematizzato:

-T4) Dolomia bianca e grigio perla, prevalentemente massiccia o mal stratificata e cataclastica nella porzione inferiore, con sporadiche e sottili intercalazioni di marne.

(CARNICO ?)

-T5-4) Alternanze, con frequenti passaggi laterali, di calcari, calcari marnosi, marne e argille. (CARNICO in continuità su T4)

-T5) Dolomie grigie ben stratificate, con alternanza di livelli argillosi nella parte alta.

(NORICO in continuità su T5-4)

-L1T5) Dolomie e calcari dolomitici da grigi a bianchi, generalmente cristallini, in strati e banchi sterili nella parte superiore. (LIAS inf-NORICO in continuità su T5)

-L) Calcari pseudoolitici, calcari finemente detritici, scogliere dolomitiche e calcareniti con selce. (LIAS sup-LIASinf in continuità su L1T5)

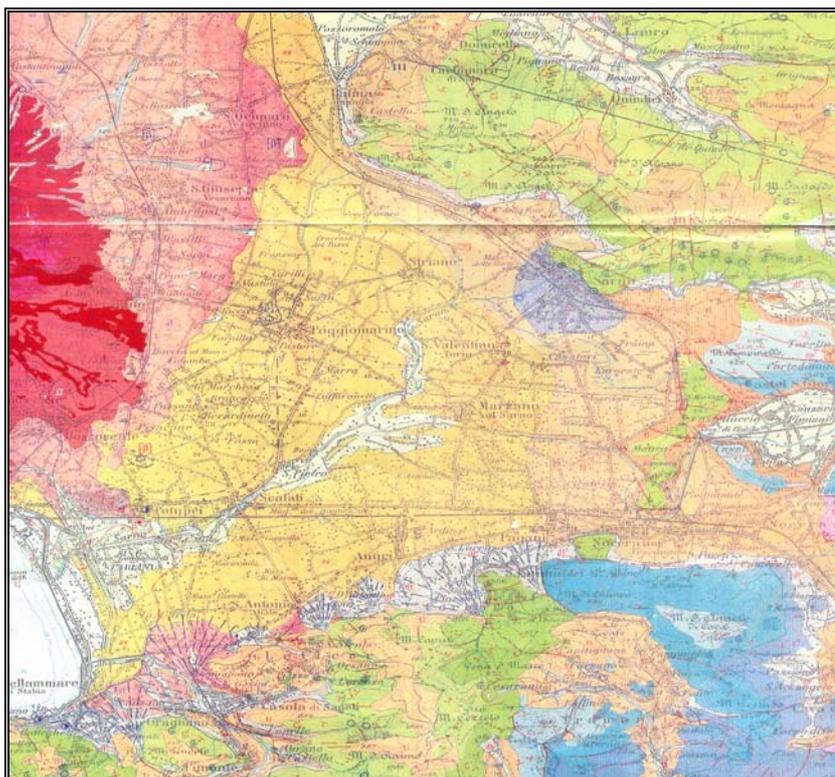
-Gs-m) Dolomie e calcari dolomitici. (MALMsup-LIAS sup in continuità su L)

-C5-1) Alternanze di calcari dolomitici e calcari detritici e microcristallini, calcari e conglomerati calcarei, livello marnoso detritico-conglomeratico a Orbitolina. (ALBIANO-VALANGINIANO in continuità su Gs-m)

-C5-s) Calcari grigi e bianchi, a luoghi cristallini (Mti Avella), compatti, raramente conglomeratici. (SENONIANO-CENOMANIANO).

Già alla fine dell' 800 cominciavano studi approfonditi sulle successioni carbonatiche mesozoiche, in quel tempo venivano riconosciute le dolomie triassiche come in continuità stratigrafica al di sopra dei sedimenti bacinali del lagonegrese.

L' età triassica veniva attribuita sulla base del ritrovamento di macrofossili quali Megalodon. In altre zone dell' Appennino veniva ritrovato il Cretacico per la presenza di altri macrofossili quali le Rudiste: ciò fece pensare ad una lacuna stratigrafica tra il Trias e il Cretaceo. La questione fu risolta molto più tardi (negli anni '60) quando fu trovato un livello a LITHIOTIS del Lias a Capri e con gli studi biostratigrafici realizzati per la stesura della Carta Geologica d'Italia.



**Figura 15:** Carta geologica 1:100.000, foglio Salerno.

Nella zona di studio affiora quasi tutta la sequenza mesozoica : il Trias affiora nei Monti di Salerno con i calcari del Carnico, il Jura affiora nella parte più orientale dei Monti Lattari con le dolomie e i calcari del Lias inf., il Cretacico domina buona parte dei Monti di Sarno e di Avella.

Dal punto di vista delle facies la maggior parte dei carbonati è riconosciuta come appartenente a una sequenza di PIANA TIDALE e di LAGUNA INTERNA. Solo nella zona occidentale di Capri affiorano facies di piattaforma e di scarpata.

La serie carbonatica ha subito diverse vicissitudini di carattere tettonico che hanno dato luogo alle forme strutturali che condizionano l'area di drenaggio delle sorgenti.

L'evoluzione carsica dei carbonati ha da tempo superato la fase giovanile: il processo di dissoluzione dei carbonati, cioè, doveva aver raggiunto un livello di base più basso dell'attuale già prima dell'inizio del processo di colmata della valle del Sarno. Appare dunque provato che, man mano che la valle veniva colmata dai sedimenti terrigeno-vulcanici quaternari, il livello di base del carsismo era costretto a risalire verso quote più alte, subendo un'azione di tamponamento da parte dei materiali di riempimento.

#### 4.2 *Complesso detritico alluvionale antico*

Il complesso si compone di potenti banchi di breccie calcareo-dolomitiche cementate più o meno tenacemente da materiali fini di origine piroclastica o da materiali calcitici.

Tali banchi sono sempre alternati ad altri composti prevalentemente da tufiti e piroclastici inglobanti frammenti carbonatici a spigoli vivi.

I sondaggi mostrano quasi sempre una formazione grossolanamente clastica, a tratti cementata da materiale concrezionario, la quale si ricollega certamente con le assise descritte in precedenza e con i letti di antico detrito cementato da matrice calcitica che si osservano in buona esposizione al margine meridionale del colle di Sarno.

#### 4.3 *Ignimbrite Campana e piroclastiti*

L'ignimbrite Campana, o Tufo Grigio Campano, è la formazione più ampiamente distribuita e caratterizzante l'intera area di studio.

Essa, che è considerata come il risultato di un unico evento eruttivo verificatosi circa 30000 anni fa, assume una importanza particolare per le sue caratteristiche litologiche ed idrodinamiche.

La formazione dell'Ignimbrite Campana affiora specialmente lungo i margini della Piana ed è ricoperta nelle zone più interne da spessori variabili di sedimenti piroclastici e alluvionali.

Da sempre questa formazione è stata oggetto di studio, anche se ancora oggi le ipotesi avanzate sul vulcanismo potassico Quaternario non sono univocamente accettate.

La coltre ignimbritica proverrebbe da una sita zona nei pressi della depressione di "Acerra".

La sua deposizione sarebbe avvenuta per "espandimento piroclastico", vale a dire la piroclastite si sarebbe sparsa per colata sull'intera area accumulandosi alla base dei rilievi montuosi per assottigliarsi e degradare dolcemente verso il centro della piana.

Quando si presenta completa la stratigrafia del Tufo Grigio Campano può essere schematizzata, dall'alto verso il basso, come qui di seguito è riportato:

- cinerazzo= piroclastite incoerente di limitato spessore;
- semitufo= di colore grigio, con pomice e scorie nere, differisce dal cinerazzo perché più coerente;
- tufo pipernoide= rappresenta un semitufo che ha subito un processo di sanidizzazione pneumatolitica;

- piperno= prodotto da un processo di sanidizzazione molto spinto e risulta caratterizzato dalla presenza delle cosiddette “fiamme” che sono porzioni vetrose simili a lingue riempite di sanidino di neoformazione.

Nel Tufo Grigio Campano la serie non è quasi mai completa e raramente essa giunge al piperno; inoltre il tufo ha una tessitura massiccia ed è caratterizzata da fessurazioni “colonnari” causate da fenomeni di disseccamento.

L’Ignimbrite Campana è definita dal punto di vista chimico una piroclastite alcali-trachitica-potassica la cui composizione è leggermente alterata da fenomeni di zeolitizzazione.

Le piroclastiti sono presenti in tutte le stratigrafie studiate.

Esse sono i prodotti delle eruzioni esplosive derivanti da magmi di tipo acido, che, essendo più viscosi, rendono più difficile la liberazione dei gas con la conseguenza che si raggiungono pressioni elevate prima che venga vinta la resistenza opposta dal liquido.

I brandelli di magma acido vescicolato sono chiamati pomici.

Se l’esplosività è molto elevata si può avere una distruzione pressochè completa del liquido magmatico. Le piroclastiti derivano da questo tipo di eruzione.

A seconda delle dimensioni dei brandelli si parlerà di bombe (d magg di 64 mm), lapilli (2-d-64 mm), ceneri (d min di 2 mm).

Sia le pomici che le ignimbriti sono depositi di flusso, sono cioè generati dallo scorrimento delle nubi ardenti ad alta temperatura e densità. La deposizione di questi materiali è condizionata dalla morfologia del substrato.

Le piroclastiti sciolte sono principalmente prodotti da caduta che vengono lanciati dal condotto e seguono traiettorie di tipo parabolico; sono caratterizzate da una notevole estensione areale e tendono ad ammantare la topografia conservando spessori costanti per grandi distanze.

I livelli piroclastici appaiono spesso gradati con pomici e lapilli abbondantemente ossidati ed arrotondati. La successione dei materiali che conservano la giacitura primaria comprende dal basso banchi pozzolanici bruni (prevalenza di ceneri finissime su elementi pomicei e lapillici), alternati a livelli di pomici bianche. I livelli più alti sono costituiti dalle sole pomici.

#### 4.4 *Alluvioni recenti ed attuali-detriti di falda*

Le alluvioni attuali dei corsi d'acqua si sovrappongono direttamente sui sedimenti fluvio-palustri o appaiono da questi separate soltanto da livelli piroclastici da ascrivere alle ultime eruzioni.

Le successioni che mettono in luce le perforazioni iniziano dall'alto con limi, sabbie ed argille sabbiose; seguono livelli piroclastici recenti al di sotto dei quali iniziano le assise fluvio-palustri recenti comprendenti letti piroclastici, limi ed argille sabbiose ad alto contenuto cineritico, sabbie e ghiaie ad elementi calcarei, dolomitici e pomicei, il tutto sempre intercalato da strati di torba nerastra.

#### 4.5 *I travertini*

Numerosi pozzi ubicati al margine della Piana Campana, nella zona di raccordo tra i rilievi carbonatici e i depositi recenti, hanno fatto registrare nel sottosuolo la presenza di livelli di travertino a profondità di alcune centinaia di metri; tuttavia si riscontrano anche in affioramento nella zona di Sarno.

La presenza del travertino è da collegare alla presenza di sorgenti fortemente mineralizzate, connesse a circuiti profondi delle acque sotterranee all'interno dell'acquifero carbonatico.

Esso si forma per precipitazione chimica di calcite dovuta a variazioni, che si verificano alle emergenze, di temperatura, pressione e contenuto in CO<sub>2</sub>; si costituiscono così croste e concrezioni sugli elementi vegetali.

Il ritrovamento in profondità di travertini lungo tutto il margine della Piana Campana testimonia che in passato la posizione delle sorgenti mineralizzate si è modificata sia per effetto della tettonica sia a causa dei processi sedimentari, connessi al colmamento della depressione.

#### 4.6 *Le torbe*

In certi ambienti particolari come stagni, acquitrini e paludi, i detriti organici soprattutto vegetali si possono accumulare al riparo da ogni ossidazione aerobica e possono formare depositi di notevole spessore. A seconda del rapporto fra peliti inorganiche e detriti organici si passa dalle argille al fango organico, che è un sedimento detritico esclusivamente organico che può inglobare animali terricoli, anfibi, uccelli e insetti.

Questo ambiente le cui condizioni sono strettamente riducenti diventerà torba.

Le Torbe presenti nel sottosuolo della Piana sono caratterizzate da una struttura fibrosa ad alta permeabilità e deformabilità che esalta gli effetti dell'abbassamento dei livelli di falda causati dall'intenso emungimento antropico.

Tali Torbe presentano inoltre un comportamento marcatamente viscoso, che rende gli effetti, anche per piccoli incrementi delle tensioni verticali, vistosi e prolungati nel tempo.

I risultati di prove edometriche eseguite su campioni di Torba prelevati nella città di Sarno hanno dimostrato che questi subivano una ulteriore diminuzione di volume in provini già consolidati (con soluzioni sature in NaCl e acido acetico al 50%). Tale comportamento può essere legato all'attivazione di particolari microrganismi in ambienti chimici particolari.

#### *4.7 Il riempimento del Graben campano*

Nella Piana del Sarno l'unico sondaggio profondo che ha permesso di raggiungere il substrato calcareo è quello di Trecase 1 (Fig. 17) perforato dall'AGIP alle pendici meridionali del Vesuvio. Questo sondaggio sembra indicare che la subsidenza di questo settore del graben della Piana Campana sia cominciato più tardi.

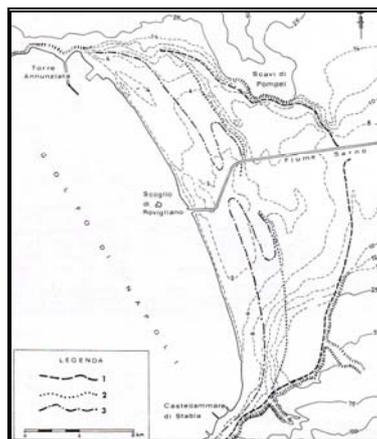
La stratigrafia del riempimento risulta caratterizzata, partendo dall'alto, da prodotti continentali prevalentemente vulcanici (lave e piroclastiti) per una potenza di circa 400 metri, seguiti da una successione marina con sedimenti clastici e tufitici spessi circa 1000 metri ed infine da un intervallo a sedimentazione continentale e transizionale rappresentato da circa 400 metri di sedimenti clastici grossolani rinvenuti sopra il substrato.

Sulla base di studi effettuati sul nannoplancton calcareo è stato datato il letto della successione marina, esso ha un'età compresa tra 0.9 e 1.1 milioni di anni (Pleistocene) in accordo con i dati di paleomagnetismo. Non è stato invece possibile datare i conglomerati continentali alla base della successione marina, quindi non è possibile definire il momento in cui la zona è diventata subsidente. In realtà se si estrapola all'intera successione di riempimento il ritmo medio di sedimentazione, che è di 1.2 mm/anno, si ottiene per questa parte basale un'età di 1.3 milioni di anni. Questo dato va ritenuto però inferiore rispetto alla realtà perché in altre zone il pacchetto sedimentario è più potente e quindi questa zona potrebbe essere lacunosa; comunque è da ritenere valida l'ipotesi che la subsidenza nel sarnese sia avvenuta in un secondo

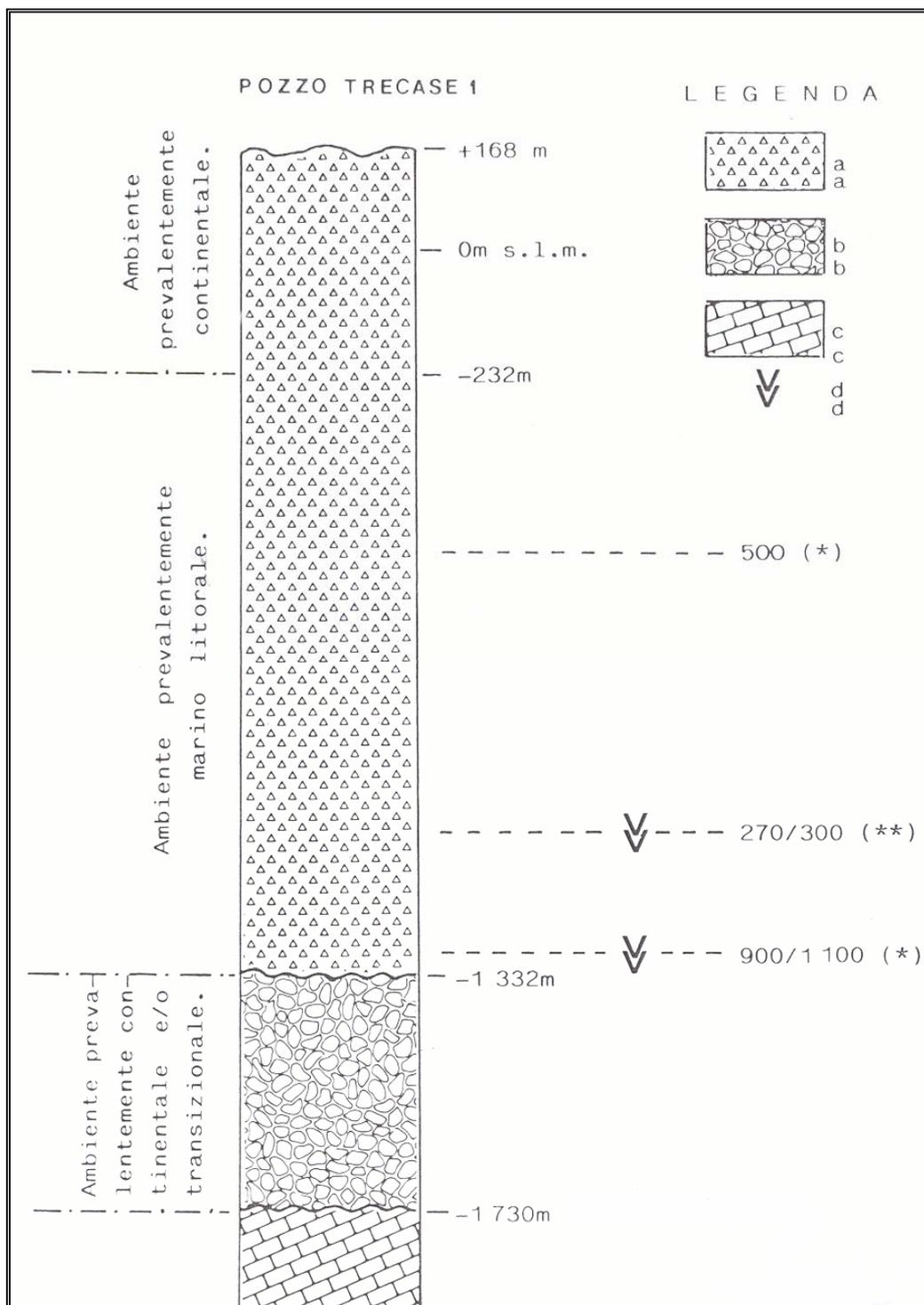
momento, cioè che vi sia stato un espandimento del graben verso Sud-Est come testimoniato da molte osservazioni (quali la diversa maturità dei versanti di faglia).

La parte più alta della successione (cioè i primi 400 m di prodotti continentali) del pozzo Trecase non è rappresentativa dell'intera piana, ma va analizzata alla luce anche di altre perforazioni non profonde effettuate in varie zone della Piana stessa quali Marigliano, Angri, Castellammare di Stabia, Pompei e Sarno. tutti questi pozzi segnalano la presenza di depositi marini fossiliferi a partire da 25 metri dal piano campagna, questi sono ricoperti da depositi vulcanici, di potenza variabile in accordo con la quota topografica, intercalati a materiale alluvionale o a conglomerati di conoide in vicinanza dei massicci carbonatici.

Nell'intervallo continentale sommitale è presente uno strato di Tufo Grigio Campano (o Ignimbrite Campana) che permette di datare tra i 25-35000 anni fa l'ultima importante ingressione marina che si spinse fino ai rilievi bordieri. Sulla base della loro posizione stratigrafica è possibile ipotizzare che questi sedimenti marini siano da riferire o ad un interstadio wurmiano o ad uno dei picchi trasgressivi dell'ultimo interglaciale. Pozzi realizzati nella zona più costiera della piana del Sarno indicano, invece, che si sono verificate ingressioni marine più recenti e meno marcate da ascrivere alla trasgressione olocenica (Fig. 16). L'ingressione versiliana non si spinse molto all'interno della piana perché questa aveva subito nel periodo regressivo un forte riempimento ad opera della potente coltre ignimbratica.



**Figura 16:** Antichi tracciati costieri della Piana del Sarno : 1)ingressione versiliana 2) epoca protostorica 3) primo secolo d. C.



**Figura 17:** Colonna stratigrafica del pozzo TRECASE (da BALDUCCI & alii 1983): a) vulcaniti e vulcanoclastiti, b) conglomerati ad elementi calcarei, c) substrato carbonatico mesozoico, d) livelli a polarità magnetica invertita.

## 5 IDROGEOLOGIA

L'idrodinamica sotterranea della Piana del Sarno è stata oggetto di numerosi lavori effettuati soprattutto al fine di studiare gli importanti fenomeni di inquinamento idrico che la caratterizzano.

Le sue caratteristiche idrogeologiche sono legate alle peculiarità dei depositi marini, alluvionali e piroclastici ivi presenti, le cui variazioni di granulometria e permeabilità condizionano l'assetto idrodinamico del territorio; idrodinamica resa ancor più articolata dagli ingenti travasi di acque sotterranee provenienti dalle idrostrutture di bordo.

Nel complesso fino alla profondità di circa 100 m la circolazione può essere assimilata a quella di un acquifero poroso a due strati; per la presenza di un orizzonte tufaceo semipermeabile, dislocato a varie profondità, che genera una scomposizione dell'idrodinamica sotterranea. Le due falde che ne derivano presentano una differenza piezometrica di qualche decina di centimetri e, grazie alla fatturazione colonnare del tufo, si verifica una modesta interazione tra le due falde per mezzo di flussi di drenanza diretti dal basso verso l'alto.

Per quanto riguarda le modalità di ricerca di queste due falde esistono delle ulteriori differenze: quella superficiale viene principalmente alimentata dalle acque di infiltrazione, quella profonda dai travasi idrici delle strutture al contrario.

Ad ogni modo si può parlare di un corpo idrico unico proprio per i fenomeni di drenanza già citati e per l'assenza di strati impermeabili continui.

Il calcolo del bilancio ideologico realizzato per l'anno 1992 (Celico, Piscopo) ha consentito di verificare che il sistema idrogeologico della Piana del Sarno è complessivamente in equilibrio. Infatti, le aliquote d'acqua di infiltrazione efficace al netto dei prelievi per uso irriguo (24,1 Mm) sono superiori ai prelievi di uso industriale (19Mm) e potabile (trascurabile perché vengono utilizzate le risorse dei massicci).

La potenzialità idrica residua dell'acquifero è di circa  $60 \cdot 10^6$  mc, essa proviene principalmente dai travasi dalle strutture idrogeologiche al contorno ed è nettamente inferiore a quelle degli anni precedenti per due motivi: per la diminuzione degli apporti meteorici ma soprattutto per l'incremento degli emungimenti dalla piana e dalle strutture bordiere.

### *5.1 Caratteristiche chimico-fisiche delle acque di falda*

Le acque in questione possono essere definite bicarbonato-calciche.

Una salinità più elevata si riscontra nelle acque di falda che provengono dal complesso idrogeologico del Somma-Vesuvio caratterizzate da circuiti più lenti, tipici degli acquiferi porosi, e da una maggiore estensione delle superfici di contatto acqua-roccia.

I tenori salini più bassi si trovano nella parte di falda che trae alimentazione dai massicci carbonatici dove i deflussi sono più veloci e, per la circolazione all'interno di fratture e grossi canali, si verifica la possibilità di interazione tra la roccia e le acque.

Di notevole interesse ai fini dello studio sono le numerose variazioni in bicarbonato delle acque di falda.

Il basso tenore in bicarbonato riscontrato in alcune zone è da correlare con la diluizione delle acque provenienti dai massicci con quelle derivanti dall'infiltrazione diretta.

L'incremento dei bicarbonati si registra invece lungo i versanti del Somma-Vesuvio; ciò fa propendere per l'ipotesi dell'esistenza di una risalita di fluidi dal substrato calcareo-dolomitico profondo lungo percorsi verticali. Questa ipotesi è confermata da tenori in litio, che è un tracciante naturale delle acque a circuito lungo e profondo. Le acque hanno inoltre temperatura elevata (17°C).

Lungo l'intera fascia costiera, la falda galleggia sull'acqua marina di ingressione continentale anche se quest'ultima è attraversata verticalmente da flussi di acqua dolce localizzati lungo discontinuità tettoniche.

Alla luce di quanto esposto le acque in destra orografica del fiume Sarno risultano meno pregiate per la più alta mineralizzazione dovuta a circuiti lunghi e profondi. Le acque in sinistra orografica del fiume Sarno sono invece migliori per effetto di tempi di transito veloci e per effetto di un minor contatto acqua roccia.

Il controllo geochimico è stato realizzato sulle acque delle tre sorgenti principali, di alcuni pozzi del Campo Pozzi di Mercato-Palazzo e di alcuni pozzi della piana. Nel corso del periodo di osservazione sono stati effettuati due prelievi ad Aprile e Novembre 1990.

Tutte le acque sono risultate di composizione bicarbonato-alcalino terrosa in accordo con la natura carbonatica dell'acquifero principale.

Confrontando fra loro i parametri chimici dei singoli punti d'acqua risulta evidente che non esistono differenze marcate tra la composizione chimica delle acque dei pozzi profondi e dei pozzi più superficiali anche se per alcuni di questi si sono registrati valori di salinità e durezza più elevati (p. es. pozzo n.72; R.S. 926 mg/l, d F 66.1, profondità 20 m).

I valori più bassi in assoluto sono stati riscontrati per le acque dei pozzi di Mercato-Palazzo la cui conducibilità si è mantenuta costantemente al di sotto di 750 uS.

## 5.2 *Effetti indotti dagli emungimenti sulla circolazione idrica*

Al fine di valutare le cause delle significative variazioni dei livelli piezometrici osservati nell'area di piana, e di individuare gli effetti indotti dagli emungimenti sull'assetto idrodinamico del territorio, sono stati considerati ed analizzati i dati pluviometrici e di emungimento reperiti in letteratura tecnica.

Nel comprensorio di Sarno sono presenti alcune opere pubbliche di rilevante importanza, costruite a partire dagli anni '60 con finalità e modalità di emungimento differenti, e che attingono tutte alla falda che ha sede nei calcari.

Unitamente a tali opere, sono presenti nella piana numerosissimi pozzi privati di profondità estremamente variabile, da un minimo di 2 m ad un massimo di 160 m. Il prelievo è generalmente stagionale, essendo le acque destinate prevalentemente ad usi irrigui.

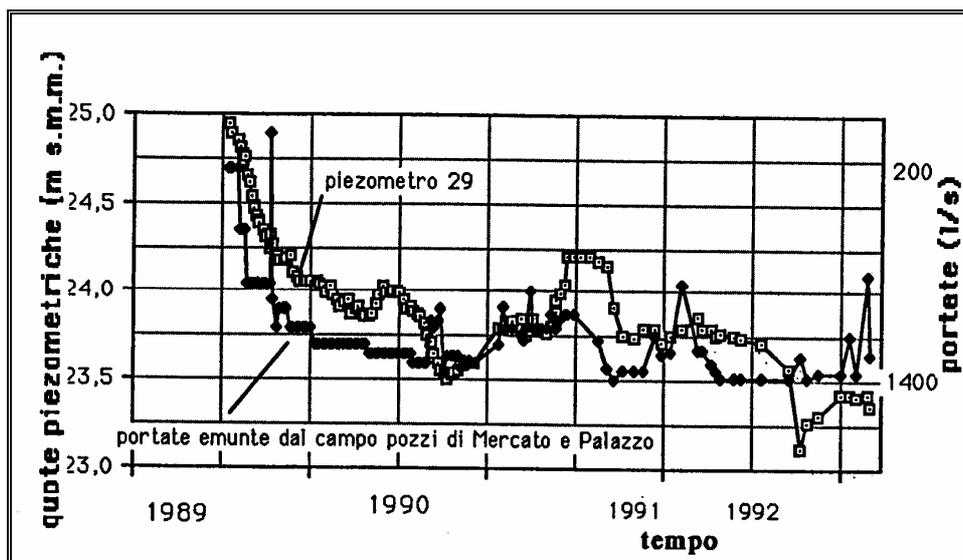
L'intensivo sfruttamento della riserva ha prodotto alcuni effetti rilevanti che si sono in parte manifestati già prima del giugno '89, data di entrata in funzione dell'opera di presa di Mercato-Palazzo che, attualmente, è la più importante fra quelle gestite dagli enti pubblici, sia per l'entità delle portate che per la continuità dell'emungimento.

I suddetti effetti delle opere di captazione sulla risorsa idrica sotterranea risultano chiaramente esaltati dal ridotto regime pluviometrico che si è registrato a partire dall'anno 1987.

Poiché riferibili esclusivamente al campo pozzi Mercato-Palazzo, e considerata la forte alimentazione proveniente dai massicci carbonatici, l'analisi degli effetti indotti dagli emungimenti nei livelli piezometrici dell'area di piana, può essere in prima approssimazione assimilata a quella relativa all'acquifero carbonatico e al campo pozzi in esame.

Come si può osservare (Fig.18), l'andamento dei livelli piezometrici è strettamente correlabile alle portate emunte al campo pozzi ed è caratterizzato da un trend complessivamente decrescente.

Si può quindi dedurre che il campo pozzi ha prodotto nel periodo di osservazione un abbassamento della superficie piezometrica nei calcari che si può stimare pari a circa 2 metri in prossimità dell'opera di presa e a circa 1-1.5 metri almeno nelle zone dove sono ubicati i piezometri.



**Figura 18:** Confronto tra le portate emunte al campo pozzi e le quote piezometriche registrate in sua prossimità (“Effetti prodotti nella Piana del Sarno dall’emungimento di acqua sotterranea”, CASCINI & DI MAIO 1993).

Anche in questo caso, tuttavia, una lettura dei dati con riferimento ad una scala temporale particolarmente ridotta potrebbe fornire un quadro non esaustivo delle problematiche. Si evince dal citato lavoro inedito che gli abbassamenti verificatisi nel ventennio precedente al giugno '89 sono quasi il doppio dei valori massimi misurati dalla data di entrata in funzione del campo pozzi.

La mancanza di dati in detto periodo non permette di oggettivare le cause che hanno prodotto un così rilevante abbattimento della piezometrica; le considerazioni in precedenza svolte consentono, tuttavia, di formulare alcune ipotesi di lavoro. In particolare, tenendo presente il buon accordo fra portate alle sorgenti e quote piezometriche profonde dal 1989 in poi, appare ragionevole ritenere che tale correlazione sussistesse anche nel passato. Se ciò è vero, e se si fa riferimento alle portate di Mercato - Palazzo, di Santa Maria la Foce e di Santa Marina di Lavarate, si può ipotizzare che la diminuzione di quota piezometrica si è andata manifestando nel tempo e si è essenzialmente verificata a partire dal 1988, cioè un anno prima dell’entrata in funzione del campo pozzi di Mercato -Palazzo.

Per quanto riguarda la coltre piroclastica non si dispone, purtroppo, di misure relative ad un lasso di tempo così esteso. Facendo comunque riferimento al periodo giugno '89 – marzo '93, nel quale sono state eseguite misure di livelli d’acqua in numerosi pozzi della piana, si osserva che gli abbassamenti sono reversibili e si concentrano nel periodo estivo, quando la stagione è secca e i pozzi sono in emungimento. Sembra quindi potersi dire che ad una riduzione dei livelli piezometrici

nei calcari non ha fatto riscontro, nel periodo in cui le precedenti misure si riferiscono, un apprezzabile abbassamento del livello di falda nella coltre piroclastica.

Tuttavia, se si fa riferimento alle misure ai piezometri installati nella primavera del '92 si vede che vi è un moto di filtrazione dal basso verso l'alto in regime stazionario e che una variazione di quota piezometrica nei calcari si ripercuote quasi istantaneamente sui livelli di falda nei terreni piroclastici. Non si può quindi escludere che su un lasso di tempo più ampio rispetto a quello cui le misure ai pozzi superficiali si riferiscono, la falda superficiale abbia subito abbassamenti irreversibili, anche se di entità inferiore a quelli registrati nei calcari di base.

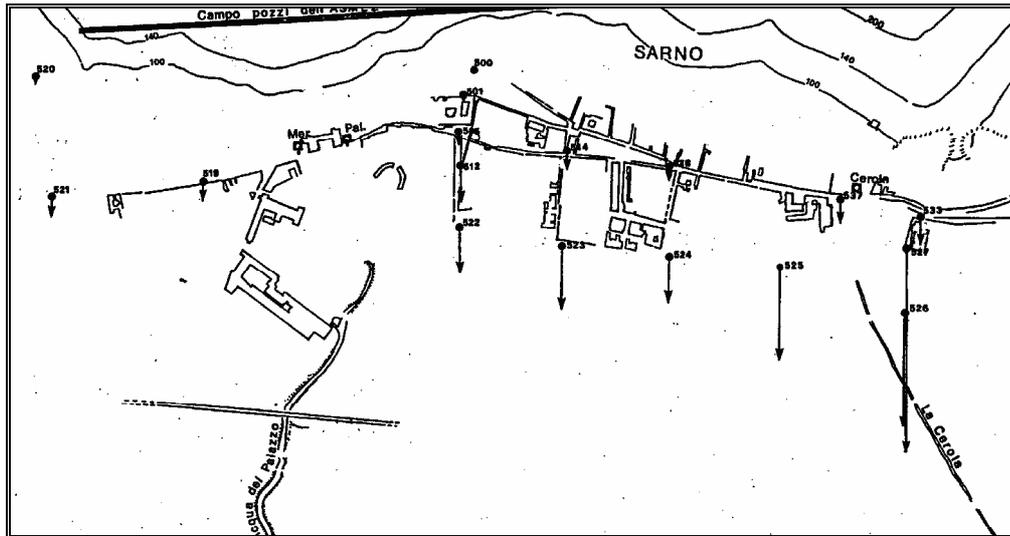
In definitiva si ritiene che gli abbassamenti dei livelli piezometrici, registrati, nella Piana del Sarno siano prevalentemente da attribuire ad un incremento degli emungimenti in atto nell'area di piana.

## **6    *OSSERVAZIONI PREGRESSE DI DISSESTI NELLA PIANA DEL SARNO***

L'ufficio tecnico del comune di Sarno (UTC) ha in più occasioni evidenziato la presenza di lesioni ad edifici pubblici e privati siti in varie zone della piana. Si è fatto altresì promotore di iniziative nelle quali ha coinvolto alcuni Enti competenti, quale per esempio la Protezione Civile, al fine di conseguire un parere sulle fenomenologie osservate e di salvaguardare il proprio patrimonio edilizio.

Al fine di acquisire elementi sull'andamento dello stato fessurativo nel tempo e sulle possibili correlazioni con eventuali cedimenti del terreno, la Società Ricerche d'Acqua ha fatto installare nella primavera del 1992 tre estensimetri in foro e undici fessurimetri su altrettante lesioni presenti in alcuni edifici segnalati. L'ASMEZ ha fatto installare dalla Geosurvey una rete di caposaldi ubicati come indicato in Fig. 19 i dati raccolti vengono di seguito commentati.

Le letture ai fessurimetri sono state eseguite il 27 ottobre '92, il 29 dicembre '92 e il 30 marzo '93 e segnalano nel periodo di osservazione che le lesioni si sono aperte con spostamenti (in orizzontale e in verticale) di 1 mm.



**Figura 19:** Ubicazione dei caposaldi e dei cedimenti verificatisi dal luglio 92 al giugno 1993.

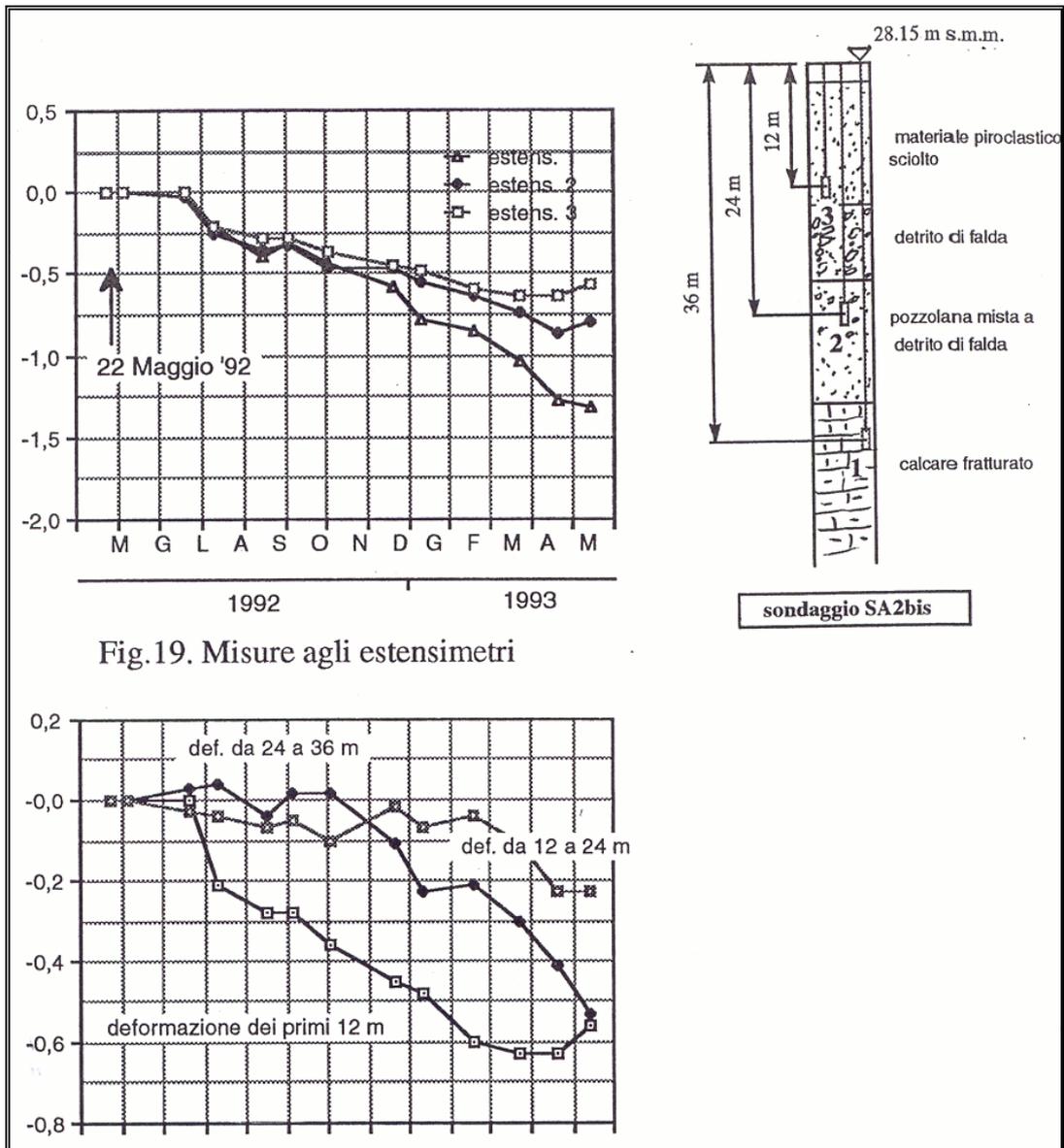
Si evince dalla già citata inedita relazione eseguita nel 1995 (“Effetti prodotti nella Piana del Sarno dall’emungimento di acqua sotterranea”, CASCINI & DI MAIO 1993) che nel periodo di osservazione i cedimenti aumentano man mano che ci si sposta dal massiccio verso la piana e lungo i due allineamenti paralleli al massiccio, spostandosi dal centro degli stessi verso gli estremi. Su tre estensimetri a barre di acciaio inossidabile con ancoraggio idraulico posizionati alle profondità di 12 m, 24 m e 36 m dal piano di campagna, sono state eseguite 10 misure.

In Fig.20 sono riportate in funzione del tempo le deformazioni a partire dal piano di campagna degli strati di potenza 36 m (estensimetro 1), 24 m (estensimetro 2) e 12 m (estensimetro 3). Come si vede, gli estensimetri segnalano che nel periodo di osservazione si è verificata una deformazione dello strato più superficiale di circa 0.5 mm, e deformazioni ancora minori per gli altri due.

Nell’ipotesi che l’estensimetro più profondo non abbia subito spostamenti, si ricava un cedimento totale di 0.6 mm.

Dalle relazioni ufficiali emerge che i cedimenti dei terreni di fondazione possono essere fra le cause possibili delle lesioni presenti in alcuni edifici.

D’altra parte, l’esaurimento delle sorgenti lascia ipotizzare che, almeno in parte, questi cedimenti possono essere attribuiti alla variazione del regime delle pressioni della falda acquifera.



**Figura 20:** Misure agli estensimetri, Deformazioni dei singoli strati.

L'oggettivazione di quest'ultima ipotesi presenta, tuttavia, non poche difficoltà in quanto se i piezometri profondi mostrano un abbassamento rilevante della piezometrica nel tempo, i piezometri e i pozzi superficiali e intermedi, per i quali non sono disponibili dati per il periodo precedente al 1989, mostrano invece soltanto oscillazioni stagionali.

I piezometri più superficiali installati nel '92 hanno andamenti simili quelli dei piezometri intermedi che a loro volta sono paragonabili a quelli dei piezometri profondi. Sembrerebbe cioè che le variazioni che si verificano nei calcari di base si ripercuotono velocemente su tutta la verticale, anche se con entità minore man mano che si procede dal basso verso l'alto.

Sulla base di questa osservazione si potrebbe ipotizzare che, al pari di quanto è accaduto nel basamento, anche nella parte più superficiale si sono verificate diminuzioni di pressioni fin dagli inizi degli anni '80, con gradienti maggiori a partire dagli anni '88 – '89, di entità comunque molto inferiore a quelle in profondità e in ogni caso tali da non essere apprezzabili sulla base delle misure disponibili per la piana nel breve periodo di misura.

Se si assume che nei terreni piroclastici si sono verificate deformazioni di pressioni interstiziali nel tempo, queste possono aver provocato cedimenti del terreno. L'entità dei cedimenti dipende dalla deformabilità e dallo spessore degli strati nei quali si verificano, se gli strati sono molto deformabili, diminuzioni modeste di pressioni interstiziali possono provocare cedimenti apprezzabili. Procedendo dal massiccio verso la piana aumenta notevolmente lo spessore dei materiali sciolti poggianti sulla formazione di base e quindi aumentano i possibili cedimenti associabili ad un abbassamento della piezometrica. L'entità di tali cedimenti è generalmente trascurabile tranne che nelle zone nelle quali sono presenti materiali torbosi molto deformabili, in particolare, questi sono stati rinvenuti nel sondaggio

Occorre infine osservare che laddove sono stati registrati i cedimenti più rilevanti, oltre a essere presenti materiali torbosi nel sottosuolo, è stata recentemente ultimata la costruzione di nuove palazzine che potrebbero aver fornito un contributo non trascurabile alle fenomenologie osservate.

### **III. ANALISI DEI FENOMENI DI SUBSIDENZA NELLA PIANA DEL F. SARNO**

#### ***I ACQUISIZIONE, ELABORAZIONE ED INTERPRETAZIONE DEI DATI SPERIMENTALI***

Mediante l'applicazione della metodologia DInSAR agli interferogrammi derivanti dalle acquisizioni dei satelliti, prima ERS1 - ERS2 (1992-2004) ed ENVISAT a partire dal 2002, è stata investigata la piana del F. Sarno.

L'analisi dell'evoluzione temporale, dal 1992 al 2004, delle deformazioni della superficie nell'area investigata ha consentito di individuare un impercettibile ma continuo fenomeno di subsidenza. In alcuni settori le deformazioni raggiungono anche i 9 cm.

D'altra parte le serie temporali di deformazioni, con riferimento al periodo 1992-2006, mostrano che ad un generale trend di allontanamento dal punto di misura (subsidenza) si sovrappongono complesse oscillazioni dei medesimi dati. Pertanto l'analisi a breve termine dei suindicati fenomeni di subsidenza, con particolare riferimento alle recenti acquisizioni di ENVISAT, denota ancor di più l'efficacia della metodologia e delle relazioni che è possibile riscontrare tra deformazioni e condizioni di utilizzazione e gestione dell'acquifero. Condizione questa che rende fattibile l'individuazione e la prevenzione su vasta scala dei fenomeni di degrado quantitativo delle risorse idriche sotterranee, e di conseguenza la stima del rischio ad essi connessi.

L'approccio per la identificazione delle cause che hanno indotto le deformazioni della superficie nell'area considerata non può prescindere dalla rivisitazione critica dei dati idrogeologici, oltre che di quelli geologici, morfologici, strutturali e geotecnici.

In altri termini si è proceduto alla raccolta, omogeneizzazione, rielaborazione e reinterpretazione dei dati esistenti, con particolare riferimento alle misure piezometriche, alle stratigrafie derivanti da pozzi e sondaggi, alle prove idrogeologiche e geotecniche in situ e su campioni indisturbati, in uno alle misure di deformazione della superficie terrestre.

In tale ambito sono state anche consultate, presso gli uffici UOC-Acque ed Acquedotti della Provincia di Napoli e Salerno, tutte le relazioni geologiche relative alle pratiche pozzi (a partire dall'anno 1990) ed analizzati i piani regolatori relativi a tutte le aree comunali ricadenti nella Piana del Fiume Sarno. Codesta mole di informazioni, con

particolare riferimento ai dati dedotti dalle allegate stratigrafie di pozzi e sondaggi, prove di laboratorio su campioni indisturbati, prove penetrometriche e carotaggi SPT, ha consentito di affinare gli aspetti inerenti la caratterizzazione geologica, morfologica, strutturale, idrogeologica e geotecnica.

Parallelamente sono stati censiti i pozzi e piezometri esistenti nella piana ed è stata individuata una apposita rete di controllo dei livelli piezometrici, finora inesistente.

L'attività di monitoraggio, utile per la definizione dell'assetto idrodinamico e per la valutazione della relativa evoluzione spaziale e temporale, è stata eseguita, nell'arco dei tre anni di dottorato, con cadenza mensile, su alcuni siti di peculiare interesse si è effettuato inoltre un controllo giornaliero ed orario. I dati piezometrici registrati durante poco più di due anni idrologici, unitamente ad una analisi relativa all'uso del territorio, hanno consentito interessanti osservazioni circa il regime piezometrico dell'area e gli effetti indotti dai forti emungimenti concentrati in alcune zone dense di attività antropiche.

Il rilievo concomitante dei dati piezometrici e di quelli di deformazione ha fornito elementi utili per la caratterizzazione idrodinamica del sistema acquifero in esame.

L'elaborazione dei suindicati dati ha prodotto, in particolare, una banca dati aggiornata ed apposite carte tematiche informatizzate, rappresentative dell'assetto idrodinamico sotterraneo dell'area di studio e della relativa evoluzione spaziale e temporale, dal 1992 ad oggi. Il che ha contribuito ad evidenziare le correlazioni tra l'evoluzione spaziale e temporale delle deformazioni della superficie terrestre e le variazioni delle condizioni di deflusso idrico sotterraneo, in grado di modificare lo stato tensionale nel sottosuolo.

L'analisi dei dati di monitoraggio piezometrico mensile e/o continuo sui 44 punti d'acqua (Fig 21 ) della rete di controllo costituita sul territorio di indagine, unitamente ai dati di deformazione restituiti dai satelliti (ERS-1 ed ERS-2 prima ed attualmente di ENVISAT) con cadenza mensile (circa 29gg.) ed all'interpretazione delle suddette carte appositamente realizzate ha consentito altresì di derivare elementi utili per la caratterizzazione idrodinamica del sistema acquifero in esame.

Si è infatti effettuata una duplice valutazione dell'analisi dei fenomeni di subsidenza. La prima, a lungo termine, connessa all'entità totale della subsidenza che è possibile osservare in una determinata unità idrostratigrafica per effetto di un dato

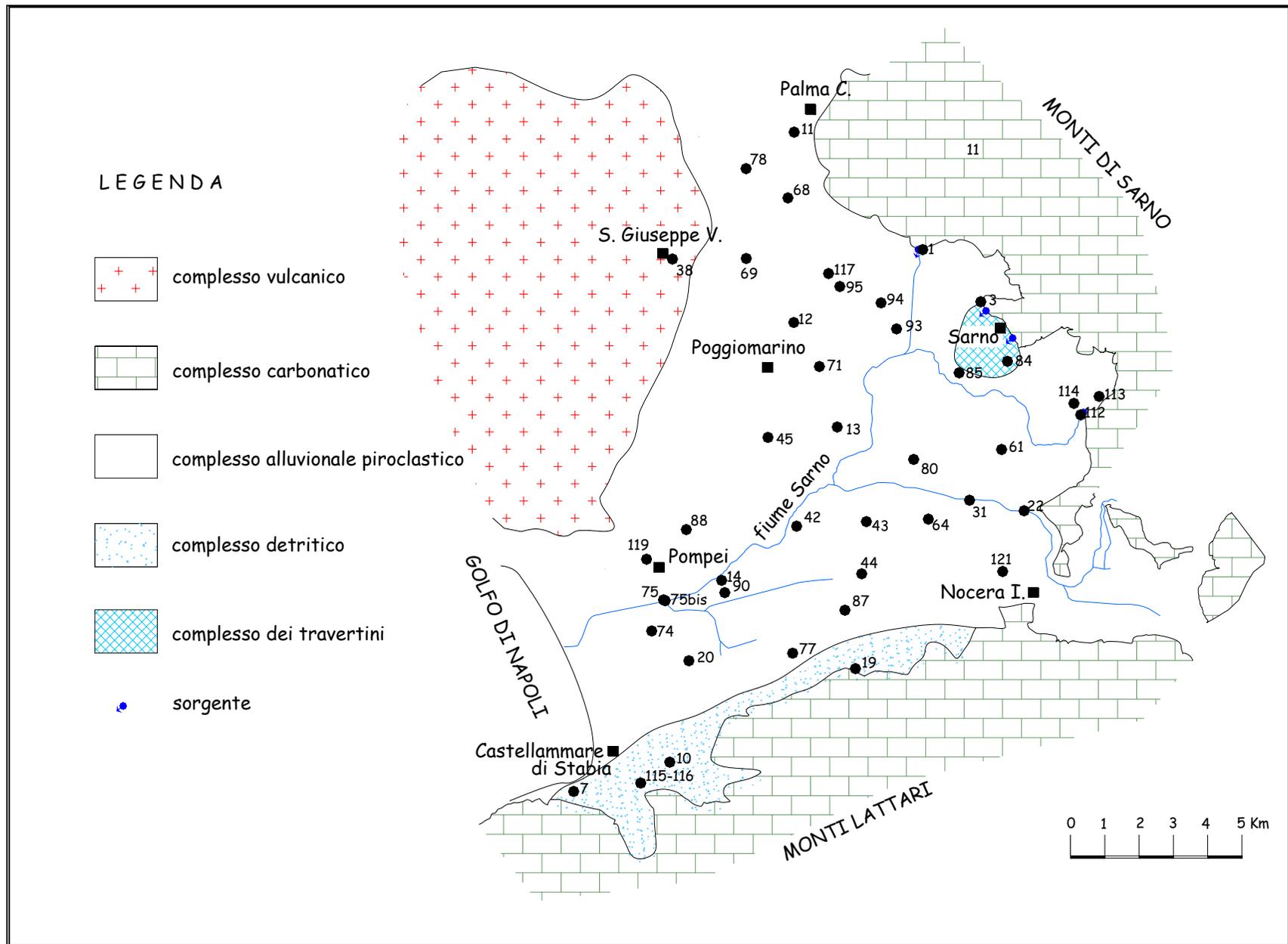


Figura21: Ubicazione dei punti d'acqua monitorati.

abbassamento del livello piezometrico; la seconda basata sulla stima della velocità dei fenomeni di subsidenza in funzione dei cambiamenti nel tempo dell'assetto piezometrico.

L'esame delle variazioni areali e temporali delle deformazioni della superficie terrestre e le osservazioni delle fluttuazioni della superficie piezometrica hanno fornito, quindi, informazioni non solo sulla compressibilità ma anche sulle proprietà di immagazzinamento del sistema acquifero nel suo complesso.

Le misure di deformazione e delle concomitanti fluttuazioni dei livelli piezometrici, in definitiva, sono state utilizzate non solo per la verifica delle cause della subsidenza ma anche per la definizione della risposta del sistema ai cambiamenti di stress applicato. Questi dati, opportunamente elaborati e riportati in diagrammi sforzo-deformazione, hanno permesso di stimare le caratteristiche di compressibilità e di calcolare il coefficiente di immagazzinamento elastico del sistema acquifero.

Il che ha apportato un notevole contributo nell'ambito delle strategie utili per la salvaguardia quantitativa delle risorse idriche sotterranee..

## ***2 ANALISI IDROGEOLOGICA***

Le indagini idrogeologiche espletate sono state indirizzate innanzitutto a determinare l'evoluzione spaziale e temporale dell'assetto idrodinamico della piana dal 1992 ad oggi, ovvero per il medesimo periodo di riferimento dei dati di subsidenza.

La raccolta dei dati idrogeologici, in particolare dei livelli piezometrici, ha messo in evidenza la carenza di misure sistematiche nell'area in esame. Infatti è possibile far riferimento esclusivamente alla piezometria del periodo di piena dell'anno 1992 pubblicato in CELICO ET AL., 1995.

L'analisi dei dati idrogeologici derivanti dalle stratigrafie di pozzi e sondaggi ha rilevato la discontinuità temporale e spaziale delle osservazioni piezometriche e la necessità di ricostruire una apposita rete di monitoraggio.

Pertanto a partire dagli ultimi mesi del 2003, così come illustrato nel precedente paragrafo, è stata avviata la campagna di misure piezometriche.

Dalla analisi della carta a curve isopiezometriche relativa al periodo di piena dell'anno 2003 (Fig. 22) si possono trarre le seguenti considerazioni di carattere idrogeologico. Innanzitutto si evince una sostanziale omogeneità del corpo idrico ovvero l'assenza di orizzonti continui a bassa permeabilità o discontinuità tettoniche tamponanti.

Osservando le linee di flusso ai margini della piana, in prossimità delle strutture carbonatiche cordiere, si osserva un incremento del gradiente idraulico, indice della alimentazione proveniente dalle falde di base dei monti di Sarno a Nord-Est, dei monti Lattari a Sud-Est e dall'acquifero del Somma-Vesuvio a Nord-Ovest oltre che dalla valle del Solofrana.

Le acque provenienti dai massicci si mescolano alle acque di infiltrazione diretta della piana, che sono tutt'altro che trascurabili essendo essa estesa per circa 200 Km<sup>2</sup>, e vengono incanalate verso i litotipi a maggiore permeabilità, che costituiscono le zone di drenaggio preferenziale il cui recapito ultimo è il mare.

In particolare vi è un asse di drenaggio preferenziale in destra orografica del fiume Sarno, orientato grosso modo Nord-Sud, che intercetta le acque provenienti dai Monti di Sarno ad est e dal complesso vulcanico del Somma-Vesuvio ad Ovest. Tale linea di deflusso preferenziale attraversa buona parte della Piana.

Un'altra zona sede di deflusso preferenziale è presente in sinistra orografica del Fiume Sarno e raccoglie le acque dai Monti Lattari e dalla valle Solofrana.

Nella parte più orientale della carta sorge l'abitato di Nocera Superiore, Roccapiemonte, Castel San Giorgio; qui le isopiezometriche presentano uno spaziamento uniforme ed un sostanziale verso di deflusso da Est verso Ovest, fatta eccezione delle zone in cui sono deviate per effetto della presenza di affioramenti del substrato carbonatico.

All'interno della Piana del Sarno le isopiezometriche invece si presentano variamente spaziate, a conferma della eterogeneità dell'acquifero e della variabilità del grado di permeabilità nell'ambito del sistema acquifero esaminato. Infatti le zone caratterizzate da un infittimento delle isopiezometriche e quindi da un alto valore del gradiente idraulico, possono essere ricondotte, oltrechè ad un grosso incremento di portata della falda nella zona di alimentazione massiccio-piana, anche ad una diminuzione della trasmissività dell'acquifero.

Alla luce di tutto quanto esposto, si deduce che gli assi di drenaggio preferenziale sono localizzati nelle zone più trasmissive.

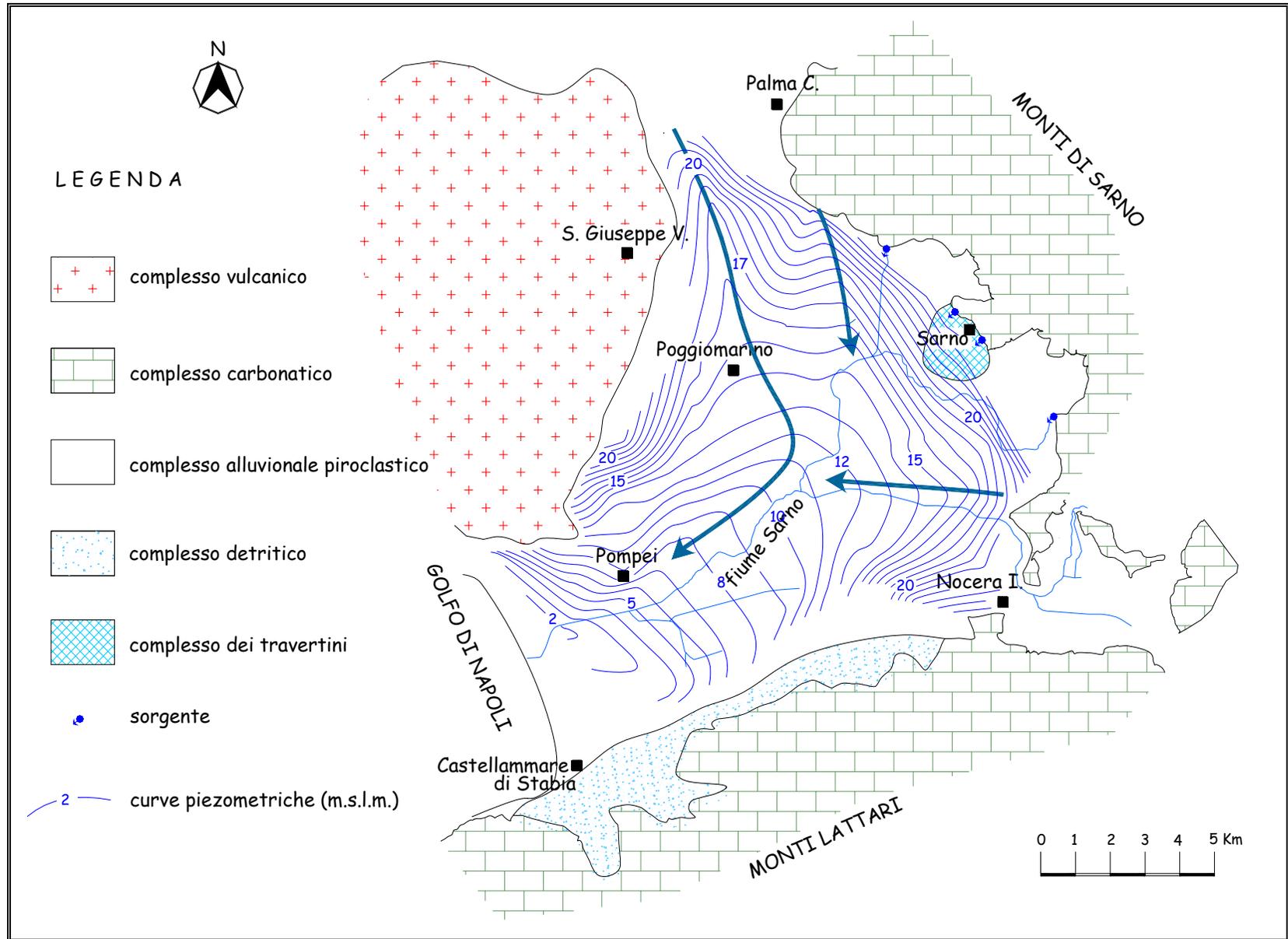


Figura22: Carta a curve isopiezometriche relativa al maggio 2003.

In particolare le zone meno trasmissive sono concentrate nell'area di Torre Annunziata.

Si individuano altresì delle zone di minimo del livello piezometrico della falda:

- una a quota 14.5 m s.l.m., localizzata a Sud dell'abitato di Striano
- una a quota 7-7.5 m s.l.m di grossa estensione, localizzata in zona S.Pietro di Scafati.

Tali depressioni ricadono in zone non urbane dove le acque vengono prelevate in grosse quantità da pozzi per uso agricolo.

Si rende così evidente il forte condizionamento esercitato dagli emungimenti sull'assetto idrodinamico della piana, con conseguente migrazione degli assi di drenaggio preferenziale, degli spartiacque sotterranei ovvero inversione delle direzioni di flusso.

Per quanto riguarda i rapporti falda fiume vi è da osservare che si verifica un interscambio tra la falda ed il reticolo idrografico superficiale; in particolare risulta un drenaggio della falda da parte del fiume Sarno nel tratto compreso tra l'unione dei tributari del suddetto e l'abitato di S.Marzano. Al contrario, sussiste un'alimentazione della falda da parte del fiume Sarno nel tratto S.Marzano-Scafati-Foce Sarno, ove l'acquifero sotterraneo è ribassato rispetto al livello medio del fiume, sia per l'innalzamento del letto fluviale, causato dalla imponente sedimentazione dei fanghi di origine urbana ed industriale, che per l'abbassamento della piezometrica superficiale.

Da tutto quanto sopra esposto, si deduce che, con riferimento al periodo 1992-2003, non si riscontrano notevoli variazioni nello schema di circolazione idrica sotterranea della piana, tuttavia è possibile rilevare un generale abbassamento della superficie piezometrica, con entità differenti in funzione delle diverse zone considerate.

Osservando la carta degli abbassamenti piezometrici (Fig. 23) relativi al suinicato periodo di osservazione, il massimo valore dell'abbassamento piezometrico (7 m) si rileva nell'area sita tra Palma Campania e S. Giuseppe Vesuviano.

Tre metri rappresentano il massimo decremento dei livelli piezometrici osservati in gran parte della piana, oltre che nel settore prossimo ai massicci carbonatici.

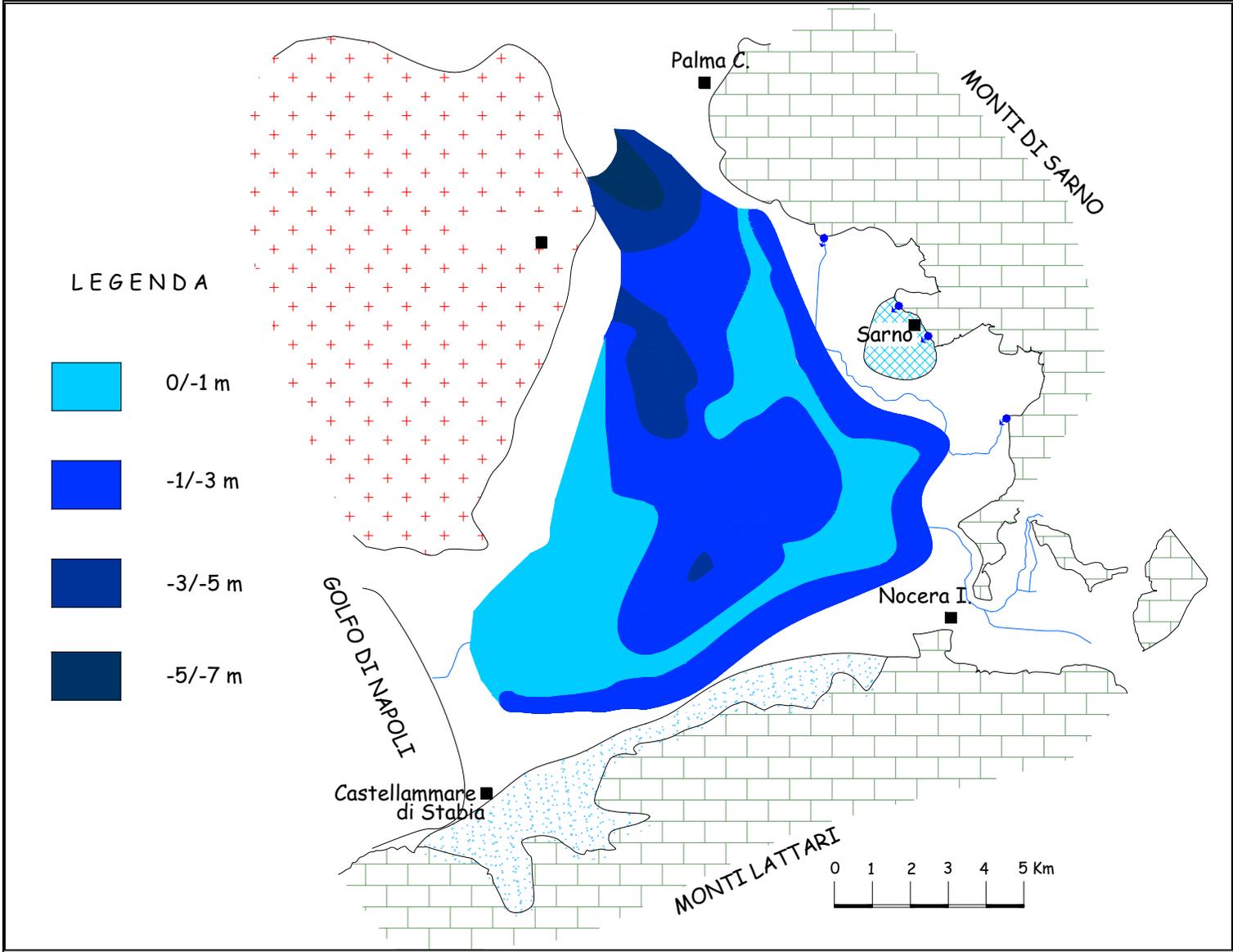


Figura23 : Carta degli abbassamenti piezometrici registrati tra il 1992 ed il 2003 realizzata per fasce di colori.

Tale osservazione trova altresì riscontro nella analisi dei dati storici di portata e dei livelli piezometrici fino al 1993 (CASCINI ET AL., 1994). L'indiscriminato emungimento dai massicci carbonatici e dall'acquifero piroclastico-alluvionale ha comportato un decremento delle portate sorgive e dei livelli piezometrici. L'effetto di tali condizioni è stato poi esaltato da un forte periodo siccitoso, che ha raggiunto il culmine nel 1989, quando le precipitazioni si sono ridotte di oltre il 30% rispetto al valore medio, rapportato al periodo 1921-1999 (DE VITA ET AL., 2006) Periodo siccitoso protrattosi almeno fino al 2002-2003, tanto che il servizio Idrografico e Mareografico di Napoli ha valutato, per l'anno 2002, un Standardized Precipitation Index (SPI) inferiore -2.

In definitiva, l'analisi dei dati idrogeologici disponibili induce a rilevare un significativo abbassamento dei livelli piezometrici durante il periodo 1992-2003, probabilmente da correlare ad un eccessivo emungimento di acque sotterranee oltre che ad una riduzione delle precipitazioni.

Nel periodo successivo, quello compreso tra il 2003 ed il 2006, invece, come si evince dalla analisi delle successive ricostruzioni piezometriche dell'area della piana (aprile 2005, settembre 2005, aprile 2006) riportate in figura 24, 25 e 26, non si registrano sostanziali modifiche dell'assetto idrodinamico, ma si assiste, escludendo casi localizzati, ad un innalzamento della superficie piezometrica.

Infatti, la carta delle variazioni piezometriche, realizzata relativamente al periodo di piena 2003-2006 (Fig. 27); evidenzia che in grande parte della Piana del fiume Sarno si è verificata un innalzamento della superficie piezometrica di circa 1-2 m. Solo in alcune aree comprese nei comuni di scafati, angri e Sarno l'incremento dei livelli piezometrici arriva fino a 3-4 m. Continua a subire abbassamento di quota piezometrica il settore settentrionale della piana del fiume Sarno, e con precisione l'area compresa tra i comuni di San Gennaro Vesuviano e San Giuseppe Vesuviano. Tale situazione allo stato sembra essere attribuibile ai forti emungimenti ancora in atto lungo il versante settentrionale del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio, ma considerate alcune peculiarità idrodinamiche dell'area rilevate dal monitoraggio effettuato, sono ancora in corso ulteriori accertamenti.

Tale assetto idrogeologico è prevalentemente da correlare alle mutate condizioni pluviometriche e in alcuni casi di utilizzazione delle risorse idriche sotterranee.

Alle suindicate oscillazioni della superficie piezometrica si aggiunge l'effetto delle fluttuazioni piezometriche a breve termine, sia naturali sia indotte dall'uomo, che creano perturbazioni al naturale deflusso idrico sotterraneo ed inducono un ulteriore

fattore di stress nei litotipi coinvolti. Tanto che il regime deformativo tra vari punti contigui è simile, ma l'entità della deformazione cumulata, in un dato periodo, dipende dalla capacità di restituire le deformazioni elastiche durante le naturali e/o artificiali fluttuazioni del livello piezometrico.

Per quanto attiene alle escursioni stagionali dei livelli piezometrici, si fa riferimento all'anno idrologico 2004-2005, e quindi alle differenze di quota piezometrica riscontrate tra aprile (periodo di piena) e settembre 2005 (periodo di magra). Queste sono mediamente di 1-2 m nella gran parte della piana, fatta eccezione dell'area prossima ai monti Lattari, dove per effetto di localizzati ed ingenti emungimenti per scopi irrigui, industriali e potabili, si registrano escursioni piezometriche stagionali talvolta di gran lunga superiori ai 2 m.

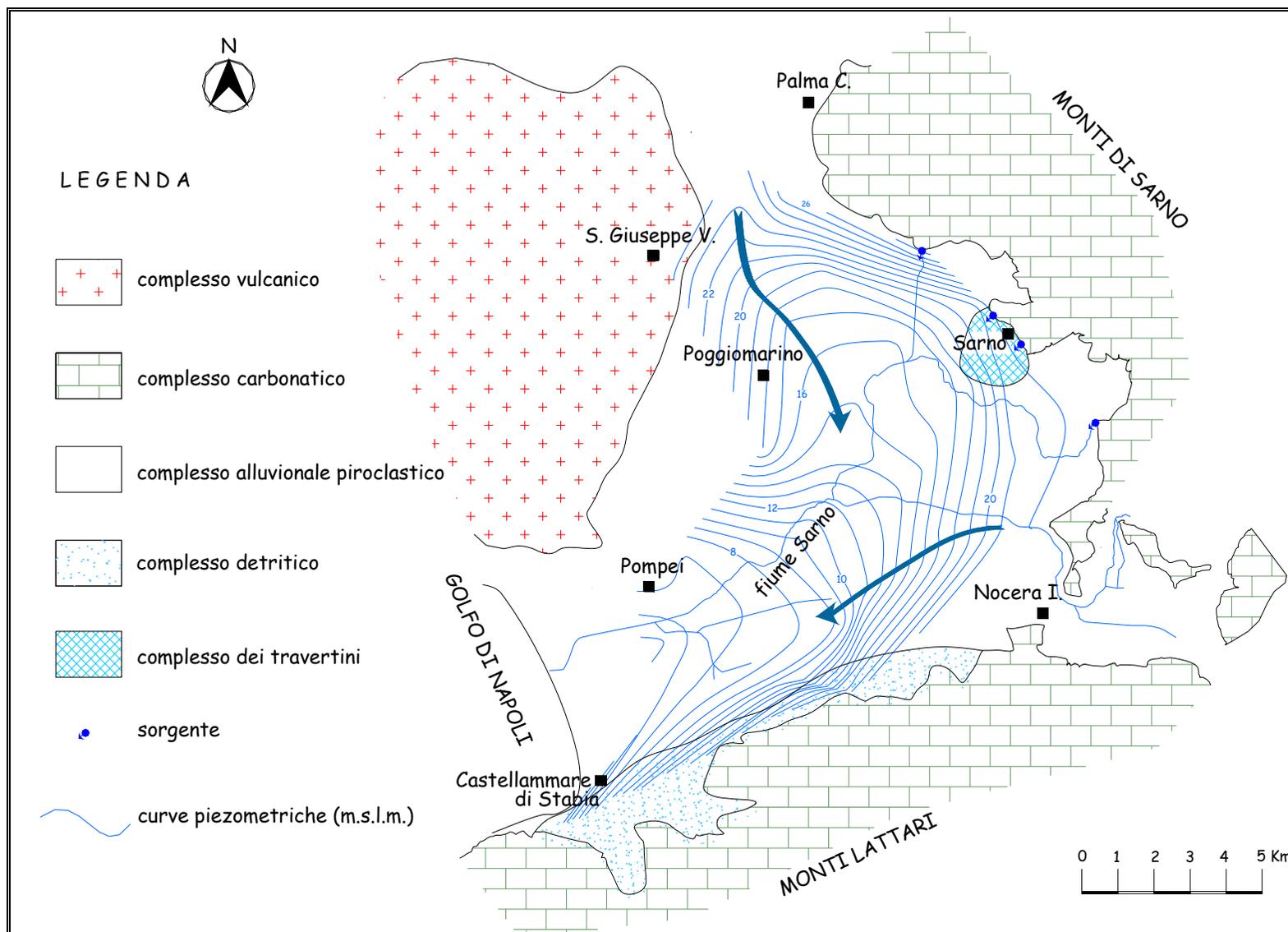
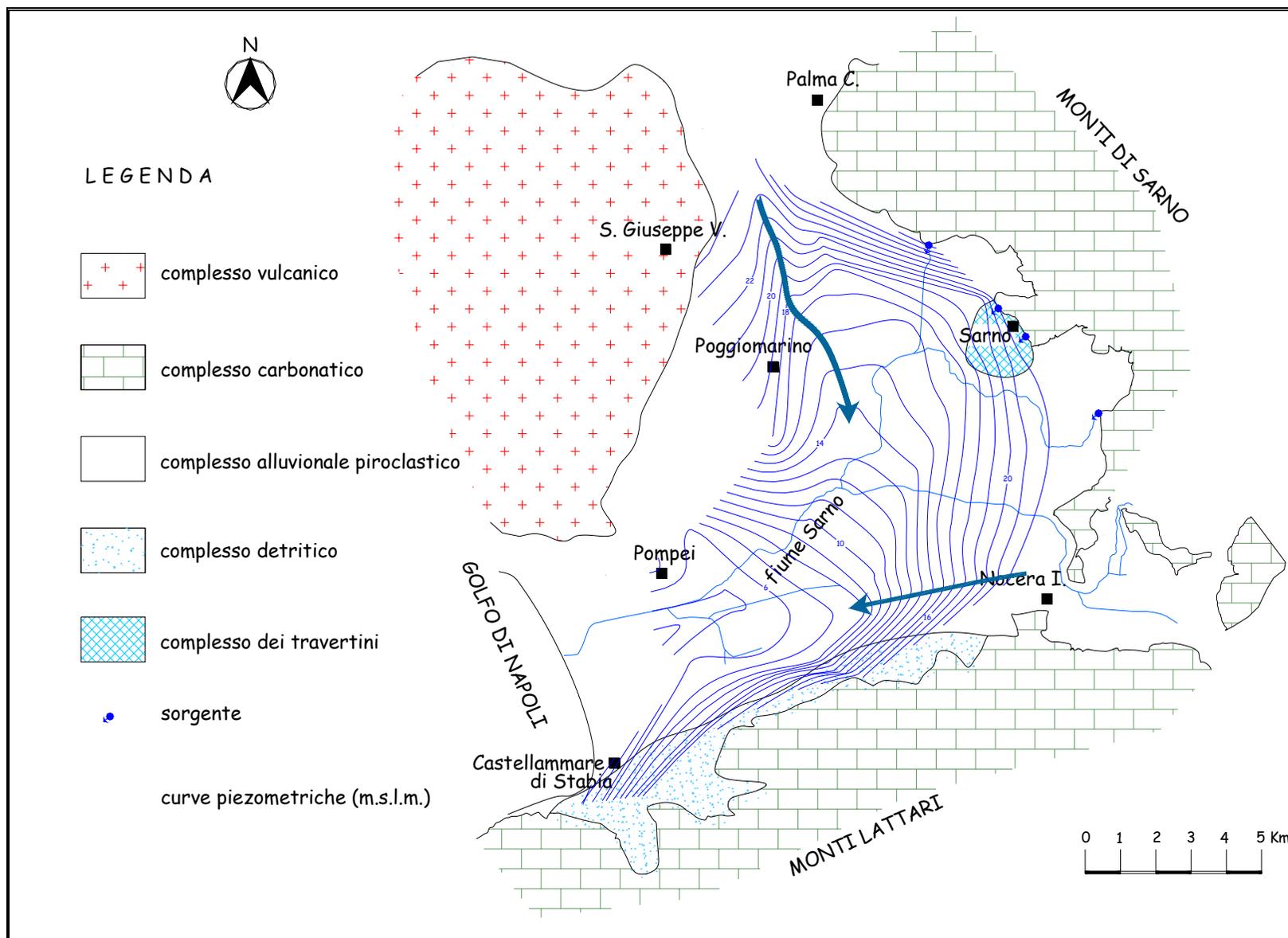


Figura 24: Carta a curve isopiezometriche relativa all'aprile 2005.



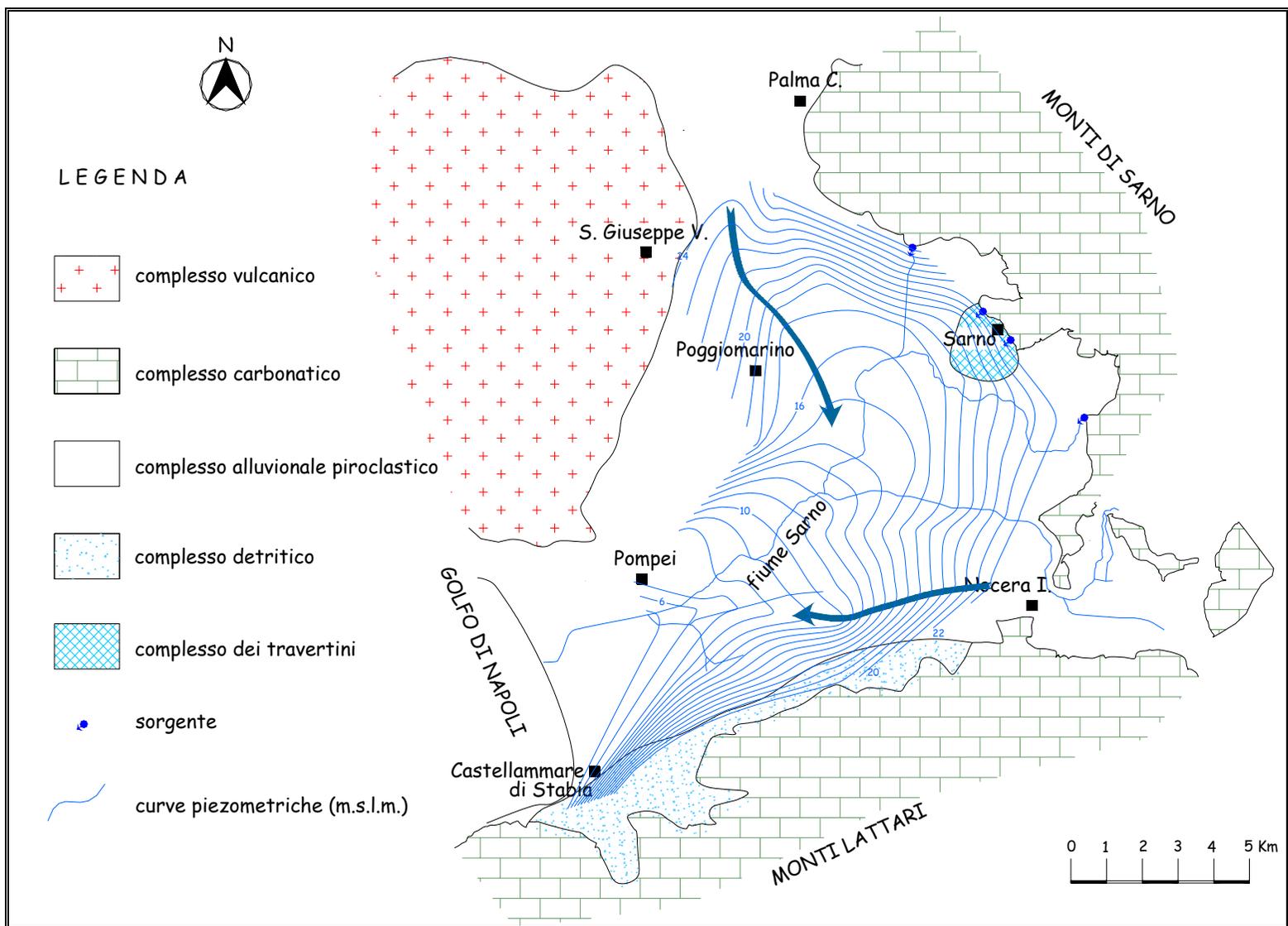


Figura 26: Carta a curve isopiezometriche relativa ad aprile 2006.

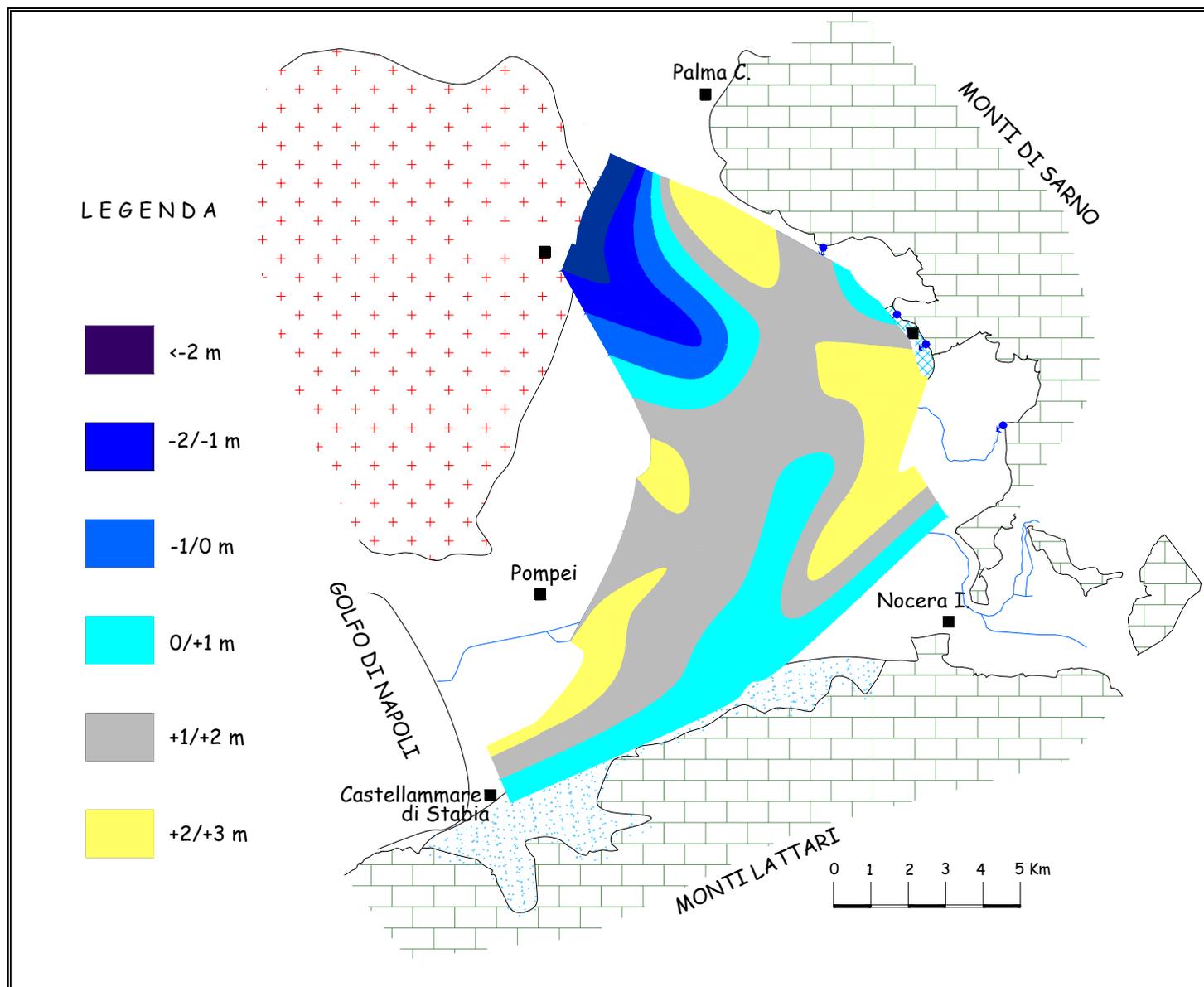


Figura 27: Carta degli abbassamenti piezometrici registrati tra maggio 2003 ed aprile 2006 realizzata per fasce di colori.

### **3 ANALISI GEOLOGICO-TECNICA**

La Piana del Fiume Sarno costituisce la parte sud-orientale della piana Campana, un graben peritirrenico formatosi durante il Plio-Pleistocene in seguito agli eventi tettonici distensivi connessi all'evoluzione della catena appenninica meridionale.

Dati stratigrafici e geofisici inducono a ritenere che il basamento carbonatico mesozoico sia ribassato da una serie di faglie dirette.

La più recente ricostruzione della morfologia del substrato carbonatico deriva dalle indagini sismiche effettuate, tra il 1994 ed il 1997, nell'ambito del progetto TOMOVES (ZOLLO ET AL., 1996, 1998, 2000, 2001; GASPARINI ET AL. 1998; DE MATTEIS ET AL., 2000). La superficie del basamento generalmente si approfondisce dai margini della piana verso il Vesuvio, in accordo con l'andamento delle anomalie di Bouguer (CASSANO ET AL., 1987; BERRINO ET AL., 1998).

Il riempimento del graben è composto da 2-3000 m di sedimenti continentali, alluvionali e marini intercalati ai depositi vulcanici. Questa sequenza è dedotta dalla stratigrafia dell'unica perforazione profonda, effettuata per scopi geotermici dall'AGIP nel comune di Trecase (BALDUCCI ET AL., 1983; BERNASCONI ET AL., 1981; CINQUE ET AL., 1987).

La complessa evoluzione geologica e geomorfologica della piana del F. Sarno si riflette nella articolata struttura dei depositi quaternari, così come evidenziato dai molteplici studi stratigrafici, vulcanologici e geomorfologici espletati negli ultimi decenni.

Una sezione geologica rappresentativa della distribuzione dei vari litotipi nel sottosuolo della piana è riportata in APRILE ET AL., 2002 (Fig. 29). Risulta così evidente la presenza di un orizzonte tufaceo (tufo grigio campano e tufo giallo di Taurano) a piccole profondità nella zona sud-orientale della piana. Sono stati altresì distinti depositi marini, che si estendono fino ai rilievi carbonatici orientali, riconducibili al susseguirsi di fenomeni di ingressione marina. In particolare si ritiene che siano riconducibili alle ingressioni più estese, ovvero a quella del Pleistocene medio, a quella eutirreniana e quella versiliana (CINQUE ET AL., 1987, CINQUE, 1991).

Di conseguenza i depositi lacustri e palustri (torbe e limi) riscontrati sono da correlare alla distribuzione degli ambienti transizionali.

Chiaramente tutti questi sedimenti sono intercalati ai prodotti della regione vulcanica napoletana.

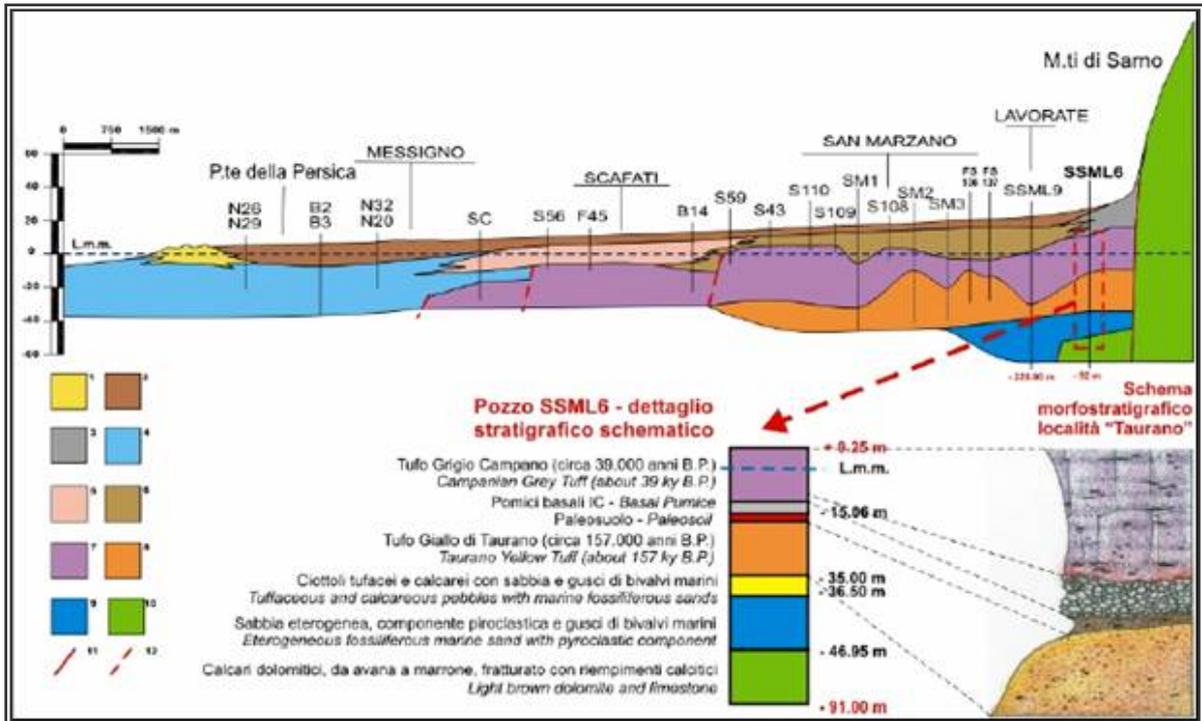


Figura 28: Sezione geologica lungo il F. Sarno (da Aprile et al., 2002).

Diversi studi evidenziano fenomeni di subsidenza localizzati nell'area in esame, tali da causare danni alle strutture in determinate condizioni (APRILE ET AL., 1998; CASCINI ET AL., 1994). In particolare in CASCINI ET AL., 1994 è stata analizzata la subsidenza osservata nella città di Sarno e sono state definite le caratteristiche di compressibilità dei terreni che possono innescare questo tipo di fenomeno. Questi sono rappresentati principalmente dalle torbe, dalle piroclastiti con torbe e dai depositi piroclastici sciolti.

Le proprietà meccaniche e fisiche dei depositi piroclastici sciolti sono dedotti dalla specifica bibliografia (PELLEGRINO 1967; RIPPA E VINALE, 1982, 1986; VINALE 1983, 1988), oltre che da apposite prove in situ ed in laboratorio. Si giunge così ad assegnare un  $E_{ed}$  di circa  $5 \times 10^3$  kPa nel regime tensionale 7.7 – 1162 Kpa.

D'altra parte è noto il comportamento reologico delle torbe e la relativa variabilità in funzione delle condizioni ambientali. In particolare le torbe ritrovate nel sottosuolo della piana del Sarno hanno una struttura fibrosa ed un'alta permeabilità che determina un comportamento viscoso. Inoltre si registra un incremento della compressibilità al variare della composizione chimica del fluido interstiziale.

In altri termini, le deformazioni possono verificarsi anche molto tempo dopo le variazioni dello stato tensionale ed essere esaltate dalla contaminazione delle acque sotterranee.

Le caratteristiche meccaniche e fisiche delle piroclastiti con torba dipendono, invece, dalla percentuale di materiale organico incluso.

## 2.8 *Caratterizzazione geologico-tecnica di dettaglio*

In tutta la Piana del Sarno sono predominanti terreni piroclastici, alluvionali, e marini variamente alternati e con spessori molto variabili da punto a punto. Si farà di seguito una breve descrizione dei litotipi predominanti nelle varie aree oggetto di studio:

-Palma Campania – S.Gennaro:

piroclastiti sciolte limose e sabbiose, sabbie pozzolaniche, cineriti addensate.

-Striano, Poggiomarino:

piroclastiti sciolte sabbie pozzolaniche, limi torbosi.

-S.Giuseppe – Terzigno:

roccia vulcanica (lave), tufo, piroclastiti sabbiose.

S.Marzano sul Sarno – S.Valentino Torio – Nocera:

piroclastiti sciolte, pomici poco addensate, tufo semilitoide con pomici e scorie.

-Scafati – Pompei

piroclastiti incoerenti, pomici bianche, livelli torbosi anche profondi.

Castellammare di Stabia – S.Maria la Carità

piroclastiti da fini a grossolane mediamente cementate.

Le piroclastiti che sono largamente diffuse nei depositi di piana, ma anche come copertura dei massicci carbonatici, presentano caratteristiche geotecniche molto variabili. Infatti, queste dipendono dai processi deposizionali, ma soprattutto dai processi di rimaneggiamento e alterazione che possono modificare in modo importante le originarie caratteristiche.

Gli elementi principali dei depositi associati alle eruzioni esplosive sono i lapilli e le pomici, delle quali qui di seguito si sintetizzano le caratteristiche tecniche.

La pomice è un vetro altamente vacuolare e tutti i pori sono da considerare interconnessi; essa possiede oltre ad una porosità inter-particellare anche una porosità intra-particellare ossia possono essere considerate vescicolari anche le singole particelle. Ciò altera in modo marcato le capacità di assorbire acqua, infatti le pomici hanno un'altissima capacità di ritenzione. Queste piroclastiti presentano contenuti di acqua molto variabili durante l'anno idrologico a causa del fatto che i depositi sono molto

superficiali e quindi si essiccano completamente durante la stagione siccitosa. Le pomici si presentano in banchi di ridotta potenza.

Dal punto di vista granulometrico, per le piroclastiti si passa dai limi con sabbia debolmente argillosi, alle sabbie ghiaiose e argillose. In questi terreni non è stato possibile prelevare campioni completamente indisturbati, per cui devono essere considerati con cautela i risultati delle prove edometriche che hanno fornito, nel campo tensionale  $0.8-1.5 \text{ Kg/cm}^2$  un valore di  $E_{cd}$  intorno a  $100 \text{ kg/cm}$ .

È d'uopo sottolineare però che i prodotti vulcanici alterati, che costituiscono i suoli ed i paleosuoli, hanno particolari caratteristiche mineralogiche. Infatti, la presenza di alcuni minerali può indurre variabili proprietà fisiche ma, a seconda della loro percentuale, anche diverse caratteristiche geotecniche del terreno.

Ciò introduce un'incognita su quelle che saranno, da luogo a luogo, le diverse risposte dei suoli in funzione delle variazioni dei contenuti d'acqua e degli stati tensionali.

Le piroclastiti avranno comportamento geotecnico diverso a seconda della granulometria, del grado di addensamento o del tipo di sollecitazioni che hanno subito in seguito alla deposizione.

I materiali piroclastici frammisti a torba sono stati rinvenuti, in numerosi sondaggi eseguiti (Casmèz, 1995) nel comune di Sarno, fra le profondità di 3.7 m e 9 m dal piano di campagna.

Le caratteristiche fisiche e meccaniche di questi materiali sono fortemente influenzate dalla percentuale estremamente variabile di torba, che presenta un modulo edometrico medio di circa  $40 \text{ kg/cm}$  nel campo tensionale  $0.8-1.5 \text{ Kg/cm}^2$ .

Si tratta di materiale organico a vari stadi di decomposizione in cui ancora si distinguono chiaramente i frustoli vegetali. Il peso dell'unità di volume è molto basso e la compressibilità è elevata.

Le prove eseguite in laboratorio sulle torbe hanno evidenziato un comportamento spiccatamente viscoso, tale da determinare anche dopo l'esaurimento della consolidazione primaria cedimenti non trascurabili e in relazione lineare con il tempo.

I terreni piroclastici sono costituiti prevalentemente da pozzolane ed in misura minore da pomici e lapilli. Le pomici a volte si presentano in banchi di ridotta potenza, i lapilli sono pressochè uniformemente diffusi.

Lo studio e la visione critica di una serie di prove penetrometriche e sondaggi S.P.T. realizzati per il comune di Poggiomarino e Striano ha consentito di verificare le considerazioni sopra esplicate circa la compressibilità dei litotipi riscontrati e di individuare quindi le litologie più compressibili.

La determinazione delle caratteristiche di consistenza e densità relativa dei componenti di copertura è stata rilevata mediante prove penetrometriche.

Dall'analisi di questi sondaggi risulta che:

- i litotipi in assoluto più compressibili sono le torbe che richiedono un numero di colpi  $0 < N_m < 3$ ;
- seguono le pomice che richiedono una media di numero di colpi di circa 4 – 6;
- le piroclastiti sciolte hanno  $N_m 6-7$
- per i litotipi più compatti si arriva ad 11.7 Nm.

In altri termini i litotipi più compressibili risultano essere principalmente tre: le torbe in primo luogo, le piroclastiti sciolte ed i livelli di pomice non cementate.

Le torbe risultano concentrate nel territorio di Striano e in misura minore di Poggiomarino. Si presentano con spessori esigui (1 – 4m) e a piccole profondità dal p.c. (3 – 7m).

Questo litotipo si trova anche nella parte mediana della Piana, nel territorio di Scafati, ma qui si presenta con caratteristiche diverse: gli spessori sono dell'ordine di 4-8 m, e gli strati torbosi si presentano alternati al materiale piroclastico fino alla profondità di 30 – 32m dal p.c.. Esiste quindi una ripetizione ritmica delle torbe fino a profondità importanti.

I livelli di pomice sono una costante in quasi tutte le successioni stratigrafiche, e coprono a ventaglio l'intera area.

I loro spessori variano da 0.50 a 3 – 4m e si trovano spesso intercalati e frammisti ad altre piroclastiti sciolte.

La profondità di rinvenimento varia da 1.50 a 46 m dal p.c.; si trovano quindi distribuite in tutto l'intervallo di sedimentazione.

Le piroclastiti così come le pomice sono distribuite su tutta l'area di studio, ma quelle più grossolane e non cementate (cioè quelle più compressibili) si trovano principalmente a Palma Campania, S.Marzano, S.Valentino, Poggiomarino e Scafati in zone ben delimitate.

La valutazione dell'entità degli spessori sedimentari dei litotipi più compressibili, e quindi anche la potenzialità a deformarsi di alcune zone rispetto ad

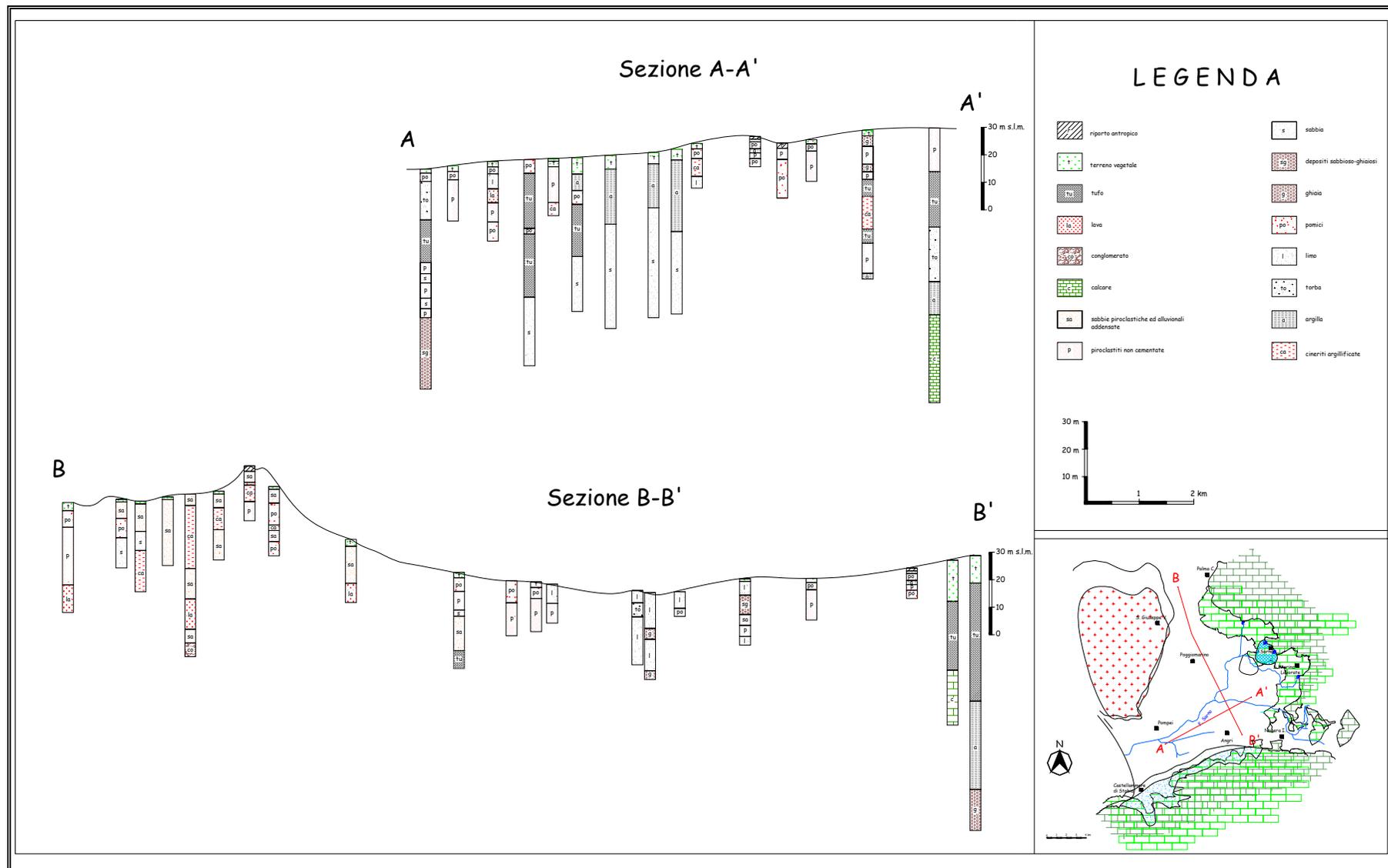
altre, risulta utile al fine di valutare e conoscere le cause della subsidenza mostrata dai dati da satellite.

Sono state pertanto realizzate delle sezioni geologico-tecniche lungo allineamenti significativi, allo scopo di mettere in luce la distribuzione e gli spessori dei litotipi maggiormente compressibili. I principali allineamenti (trasversale e longitudinale rispetto alla piana). delle colonne geologico-tecniche sono riportati in figura 30

L'allineamento BB' risulta caratterizzato partendo da B (settore settentrionale della piana del fiume Sarno) dalla presenza di litotipi lapidei quali le lave dell'adiacente complesso vulcanico del Somma-Vesuvio, alle quali sono intercalate sabbie, pomice e cineriti argillificate, prodotti dell'attività esplosiva. Procedendo verso sud, in corrispondenza degli abitati di Poggiomarino e Striano si osserva un cambiamento: qui cominciano a divenire predominanti litotipi altamente compressibili, quali le torbe ed i limi. Verso l'estremità meridionale della sezione in oggetto, in prossimità dei monti Lattari, si ritrova il tufo ed il substrato calcareo.

L'allineamento AA' parte dall'abitato di Pompei e giunge fino all'area di Sarno. Si osserva la grande distribuzione areale e verticale delle torbe e delle piroclastiti sciolte, oltre che di sabbie e ghiaie di origine prevalentemente alluvionale.

Per quanto riguarda la distribuzione del Tufo Grigio Campano ci si riferisce ad APRILE&TOCCACELI 2002



**Figura 29: Allineamenti geologico-tecnici significativi.**

#### **4 ANALISI DELLE DEFORMAZIONI**

Il CNR-IREA fin dai primi anni '90 ha acquisito ed elaborato i dati SAR, relativi a gran parte della piana Campana e alla zona vesuviana. Così come già accennato in precedenza, l'analisi dell'evoluzione temporale, dal 1992 al 2006, delle deformazioni della superficie nell'area investigata ha consentito di individuare l'esistenza di vasti settori in subsidenza. I valori massimi raggiungono i 9 cm nel periodo considerato.

L'esame della fenomenologia osservata, in uno alla definizione dell'evoluzione spaziale e temporale dell'idrodinamica sotterranea dell'area in esame, riferita al medesimo periodo, ha reso possibile verificare ed analizzare, in termini qualitativi e quantitativi, la correlazione esistente tra la distribuzione e l'entità delle deformazioni della superficie terrestre e le variazioni delle condizioni di deflusso idrico sotterraneo.

L'analisi dei fenomeni di subsidenza ha richiesto una duplice valutazione. La prima, a lungo termine, è connessa all'entità totale della subsidenza che è possibile osservare in una determinata unità idrostratigrafica per effetto di un dato abbassamento del livello piezometrico. La deformazione chiaramente può variare da zona a zona in relazione all'abbassamento del suddetto livello, allo spessore delle unità più compressibili e della loro compressibilità. La seconda ha richiesto la stima della velocità dei fenomeni di subsidenza in funzione dei cambiamenti nel tempo dell'assetto piezometrico: i due fenomeni possono espletarsi in maniera concomitante ovvero, in casi particolari, la superficie terrestre potrebbe abbassarsi in maniera più graduale nell'arco anche di diverse decine di anni.

I dati provenienti dall'applicazione delle tecniche di interferometria SAR sono stati elaborati ed importati nei nostri sistemi: ciò ha consentito di osservare la distribuzione e l'entità della subsidenza osservata sul lungo periodo (1992-2004) e di analizzare le serie temporali di deformazione sul breve periodo, sia con riferimento alle acquisizioni dei satelliti ERS-1 ed ERS2 (1992-2004) sia a quelle di ENVISAT (2002-2006) nell'area della piana del fiume Sarno.

Per quanto concerne i fenomeni deformativi osservati nel periodo 1992-2004 si osserva nell'area di studio la presenza di vasti settori in subsidenza (Fig. 31). I siti nei quali si registrano le deformazioni di maggiore entità (fino a 9cm) risultano essere molto estesi; in particolare nel settore più settentrionale della piana, tra gli abitati di Palma Campania e S. Gennaro Vesuviano, laddove esistono situazioni di emungimento concentrato (cfr pozzo 11).

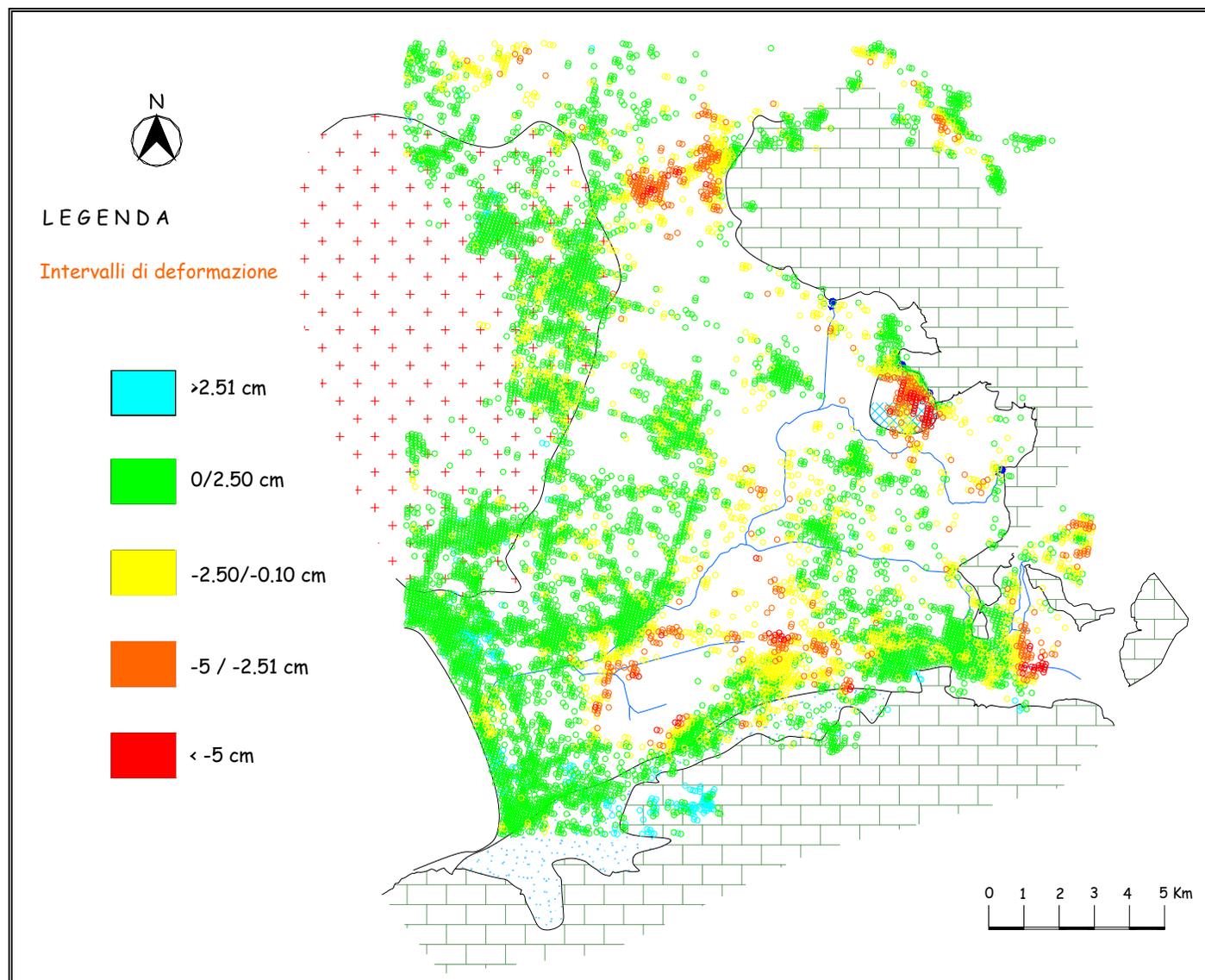


Figura 30: Distribuzione delle deformazioni osservate fra il 1992 ed il 2003.

Esiste nella zona ricadente nel comune di Sarno un ulteriore settore in forte deformazione, proprio ai piedi del versante occidentale di Pizzo D'alvano, in corrispondenza di quella che è la fascia di affioramento dei travertini; tale fenomenologia, come precedentemente esplicitato, ha causato lesioni ad edifici pubblici e privati siti in varie zone.

Una terza e più vasta area ha fatto registrare negli anni di riferimento fenomeni deformativi di severa entità: questa si estende nell'area di centro piana tra i comuni di Pompei, Scafati, Angri, S. Maria la Carità. Questa area risulta essere caratterizzata dalla presenza di più litotipi compressibili, oltre che dai maggiori spessori degli stessi. A ciò si aggiunge la maggiore concentrazione di aree destinate ad attività agricole ed industriali.

Appare evidente dunque una coincidenza tra le aree caratterizzate da abbassamenti piezometrici e aree deformate, ma la risposta al fenomeno è variabile in funzione delle diverse situazioni litostratigrafiche locali. Infatti le zone caratterizzate dalla presenza di litotipi poco compressibili (come quella di Palma- S. Gennaro Vesuviano) rispondono deformandosi soltanto a forti escursioni piezometriche.

Le aree caratterizzate prevalentemente da litotipi sciolti, ed in modo molto più marcato dalle torbe, mostrano risentire anche di oscillazioni piezometriche piuttosto contenute.

L'entità delle deformazioni è da correlare, chiaramente, alle caratteristiche geotecniche dei terreni in oggetto, e descritte nei precedenti paragrafi.

Analogamente si è eseguita un'analisi dei dati di subsidenza riferibili al periodo novembre 2002- aprile 2006, ovvero a quello corrispondente alle acquisizioni del nuovo satellite.

L'osservazione della distribuzione areale e dell'entità della subsidenza (fig. 32) mostra una sostanziale stabilità dell'area in questi tre anni; stabilità peraltro concomitante con la risalita dei livelli idrici e l'incremento delle precipitazioni.

Tuttavia ulteriori elementi utili per la gestione ottimale delle risorse idriche sotterranee sono stati derivati dall'analisi delle serie temporali di deformazione, supportata dal concomitante monitoraggio mensile dei livelli idrici, effettuato nell'ambito del progetto di ricerca.

Infatti, seppure non si osserva nei tre anni un netto trend in crescita della subsidenza (come invece avviene per gli anni tra il 1992-2003), si registrano

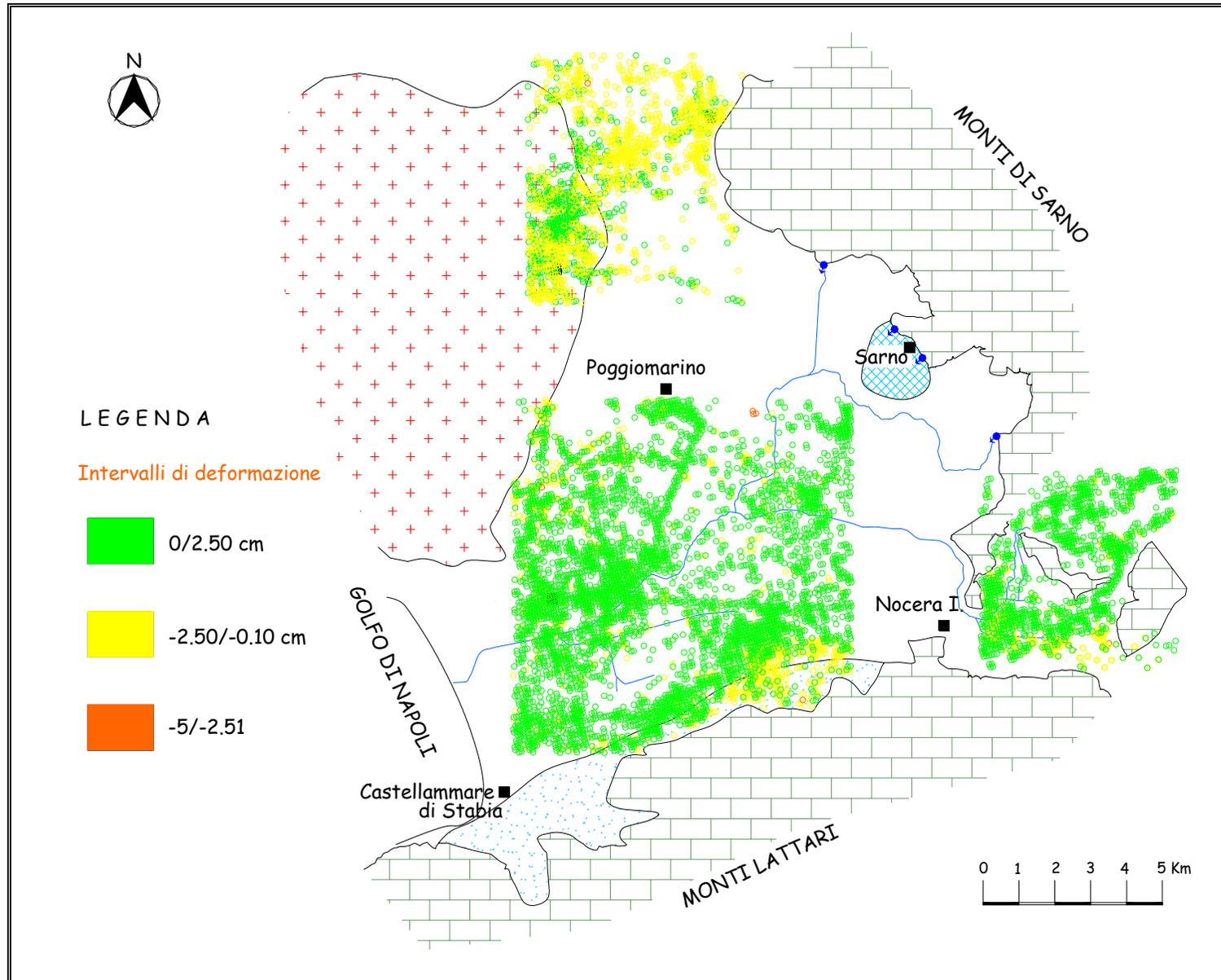


Figura 31: : Distribuzione delle deformazioni osservate fra novembre 2002 ed aprile 2006.

oscillazioni più o meno complesse dei medesimi dati di deformazione, che hanno portato ad interessanti osservazioni di carattere geotecnico ed idrogeologico (fig. 33).

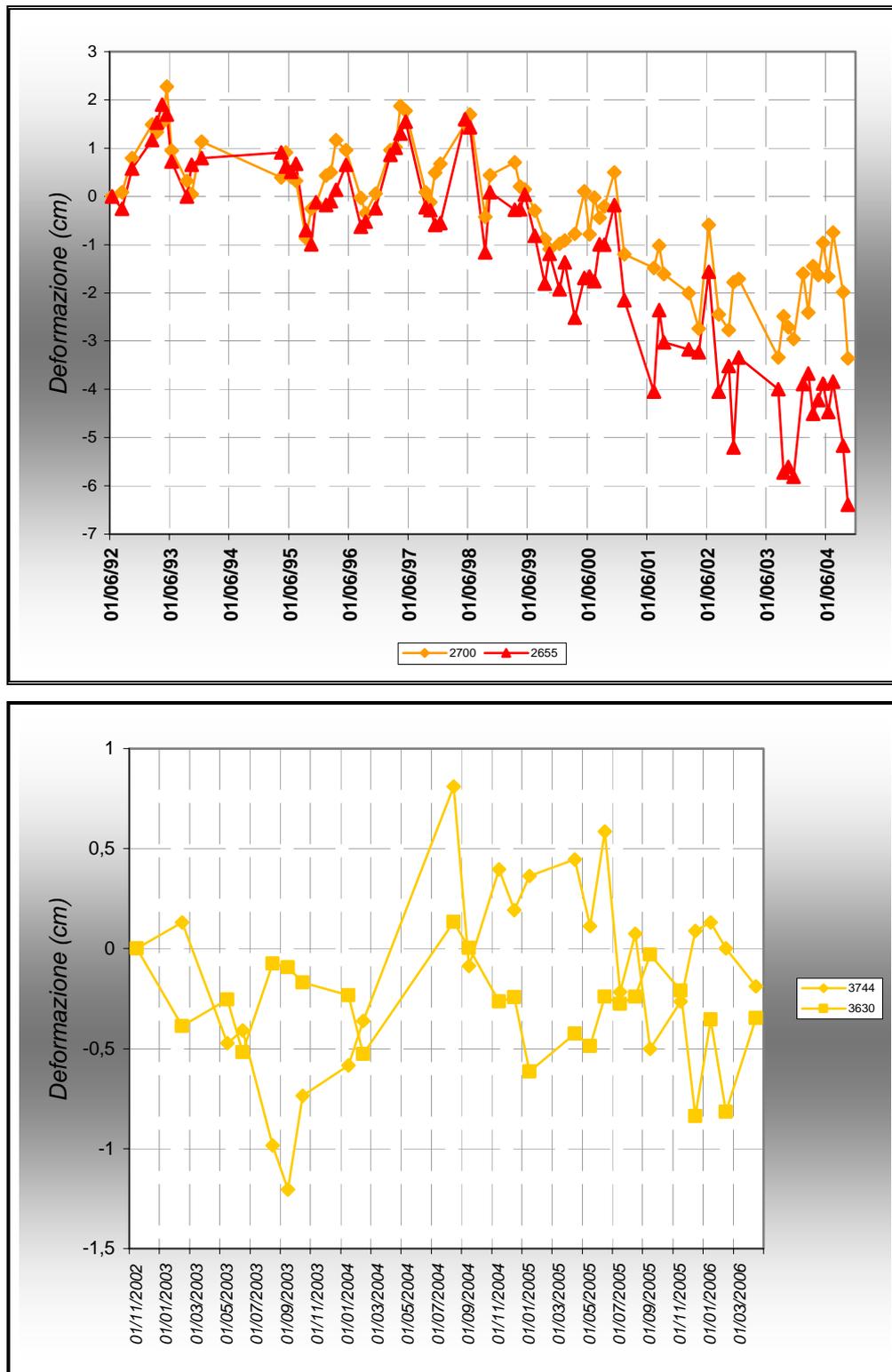


Figura 32: Serie temporale di deformazioni DInsar nell'area di Anгри: in alto grafico relativo al periodo 1992-2003, in basso quello relativo al periodo 2002-2006.

In particolare prendendo in esame l'area di Angri, che peraltro aveva fatto registrare forti deformazioni sul lungo periodo, si osservano, in molti idrogrammi dei punti d'acqua monitorati (Fig. 34), forti escursioni piezometriche mensili, concentrate principalmente nel periodo estivo, causate dai forti emungimenti in atto in una zona ad elevata concentrazione di attività industriali di vario genere. In particolare si rileva nel pozzo 44 di figura 35 una eccellente correlazione tra la serie temporale di deformazione e il regime piezometrico, naturale e/o disturbato dal pompaggio. Spostando l'attenzione sul pozzo 42 (Fig. 36), comportamento peraltro comune a molti punti d'acqua, si osserva che punti contigui fanno registrare lo stesso trend di deformazione, ma l'entità della deformazione totale cumulata dipende dalla capacità di risposta elastica dei litotipi coinvolti. Si ricorda che se un terreno viene sottoposto, per effetto della discesa del livello piezometrico, ad uno stress superiore alla pressione di preconsolidazione, questo risponde deformandosi principalmente in maniera plastica; ciò comporta una deformazione più forte. Al contrario se il range di variazione di stress è più contenuto, la deformazione può essere totalmente o in parte restituita al cessare della sollecitazione; ciò comporta l'assenza sul lungo periodo di subsidenza, come accade per molti settori dell'area di Angri per gli anni 2002-2006.

In alcuni pozzi si osserva un comportamento meccanico dei terreni di peculiare interesse scientifico. In particolare nel pozzo 13 (fig. 37), sito nel comune di S. Marzano sul Sarno, si registra una certa differenza nei tempi di risposta del sistema acquifero alle variazioni di stato tensionale. Infatti, nel secondo-terzo anno idrologico considerato, la risposta del sistema alle mutate condizioni tensionali, dovute alle fluttuazioni della superficie piezometrica, è ritardata rispetto al primo anno, quando invece sembra essere immediata. Tale differente comportamento meccanico può essere attribuito al coinvolgimento di complessi geologico-tecnici con storie tensionali diverse: a partire dal secondo anno di studio, a causa dell'innalzamento della superficie piezometrica, vengono saturati litotipi che hanno subito più cicli di carico e scarico, oltre che un processo di sovraconsolidazione per essiccamento.

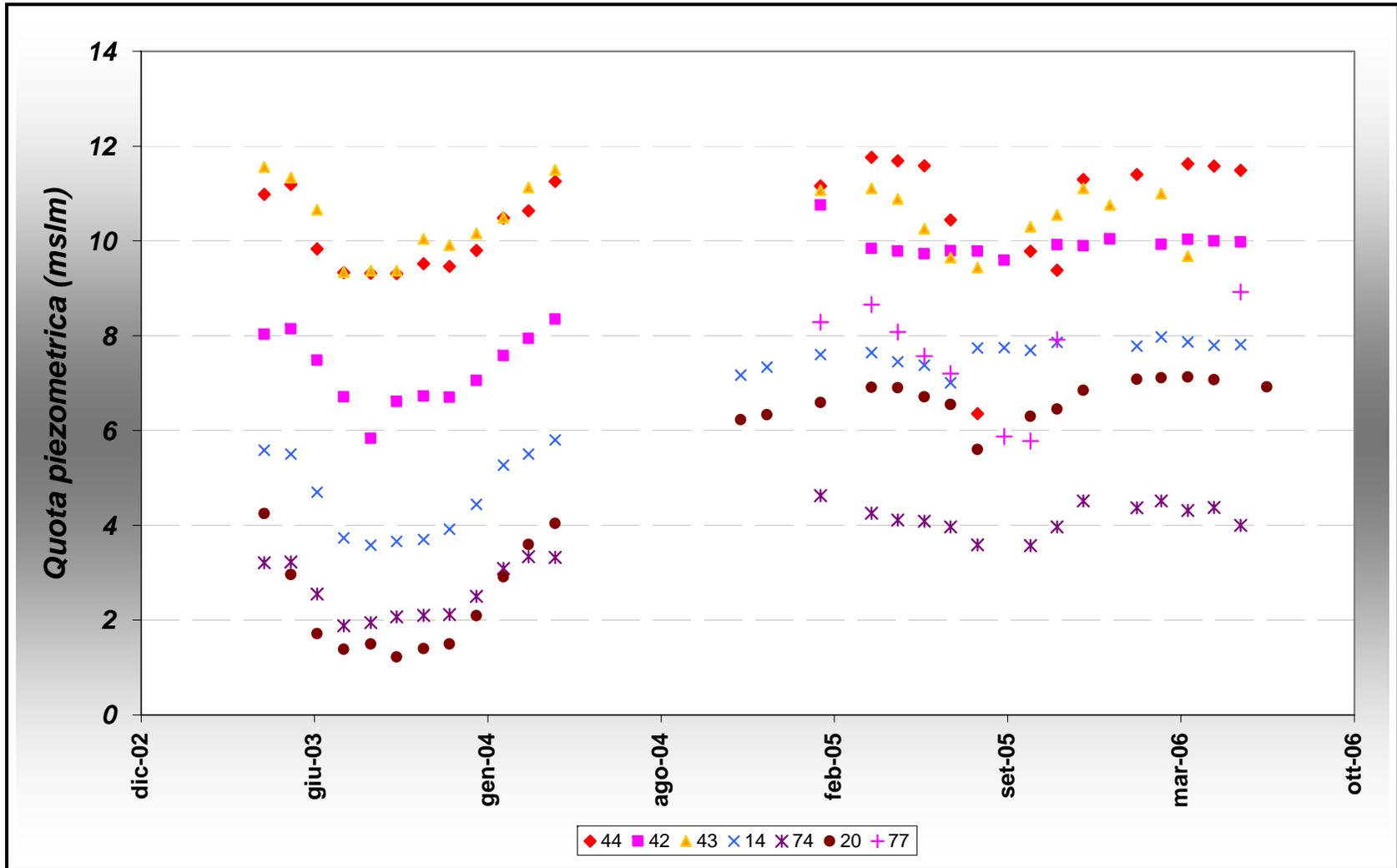


Figura 33: Regime piezometrico nell'area di Anгри. L'ubicazione dei pozzi è riportata in fig.21.

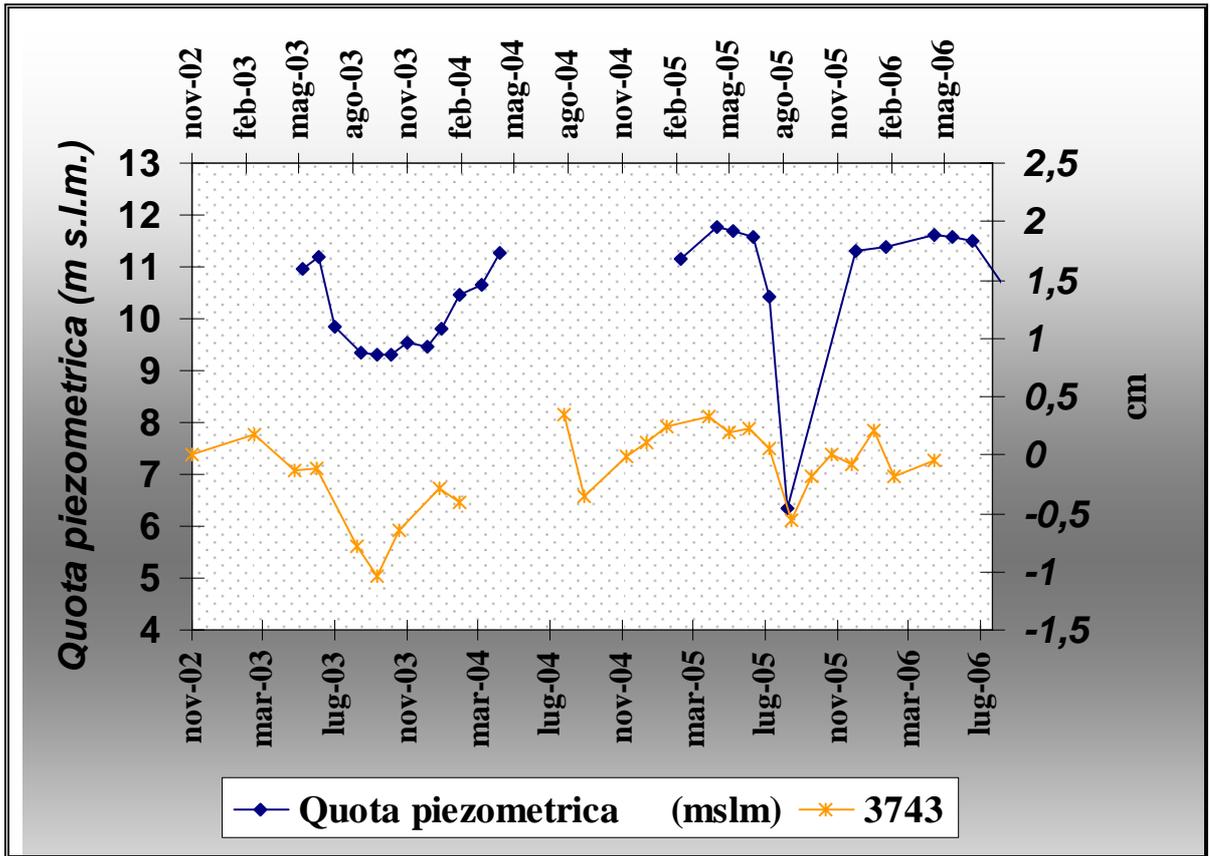


Figura 34: Andamento deformazioni-piezometria nel pozzo n° 44.

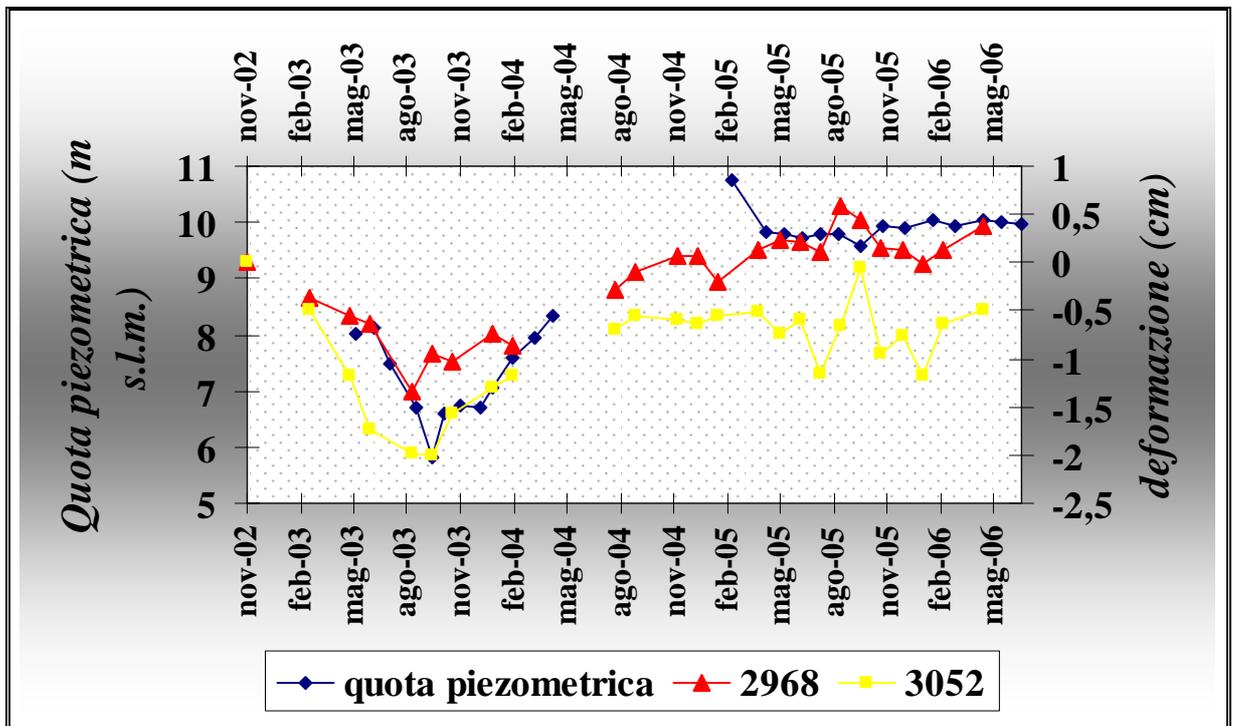


Figura 35 : Andamento deformazioni-piezometria nel pozzo n° 42.

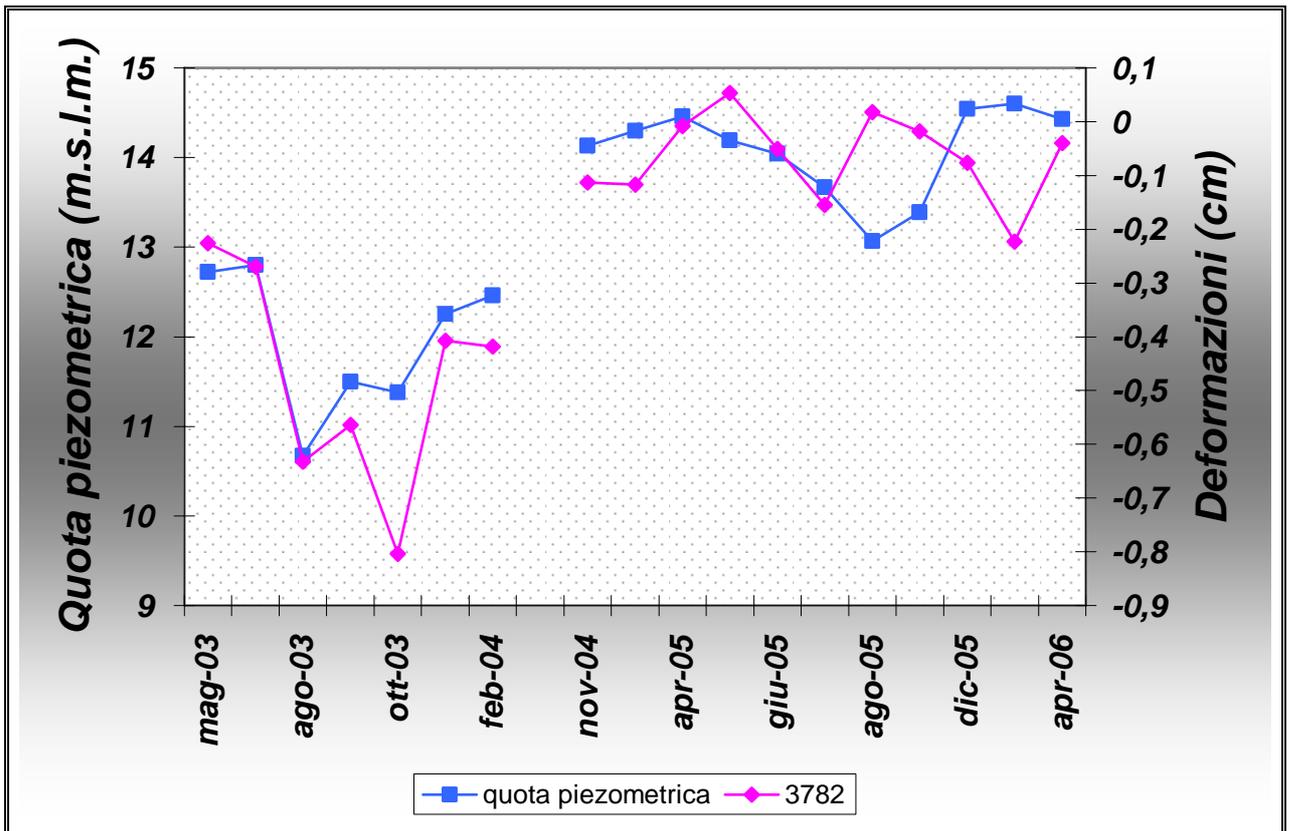


Figura 36: Andamento deformazioni-piezometria nel pozzo n° 13.

## 5 CALCOLO DEL COEFFICIENTE DI IMMAGAZZINAMENTO

Proprio l'analisi delle serie temporali dei livelli piezometrici e delle deformazioni ha consentito di determinare il coefficiente di immagazzinamento elastico del sistema acquifero e le alterazioni indotte dalle condizioni di utilizzazione della risorsa.

Elaborando opportunamente i dati piezometrici e di deformazione, sulla base delle considerazioni teoriche riportate nel precedente paragrafo I-3.6 e I-3.7, e ricostruendo i diagrammi sforzo-deformazione in ciascun punto della costituita rete di monitoraggio (Fig. 38), sono stati calcolati i coefficienti di immagazzinamento elastico del sistema acquifero.

I valori del suddetto coefficiente variano tra  $1 \cdot 10^{-3}$  e  $4 \cdot 10^{-3}$ . In taluni casi, in funzione della eterogeneità del sistema acquifero e quindi della differente propagazione nello spazio delle deformazioni della superficie piezometrica, dovuta agli emungimenti in atto, detto parametro varia per uno stesso punto in relazione alle direzioni considerate.

Inoltre esso assume valori più bassi nelle zone di emungimento concentrato, laddove diviene, probabilmente rilevante la componente dovuta alle deformazioni non elastiche degli aquitards intercalati nel sistema acquifero. Il che è indice di un irreversibile processo di

consolidazione del sistema acquifero, caratterizzato da una conseguente riduzione dell'indice dei vuoti e quindi dei volumi idrici potenzialmente immagazzinabili.

Si evince, pertanto, la rilevanza di tale determinazione in termini di gestione ottimale delle risorse idriche sotterranee, e il notevole contributo applicativo che la metodologia sperimentata nell'ambito del presente progetto di ricerca può offrire nella stima di parametri idrodinamici, quali il coefficiente di immagazzinamento elastico dei sistemi acquiferi, fondamentali nella individuazione di appropriate strategie di gestione e salvaguardia delle risorse idriche sotterranee.

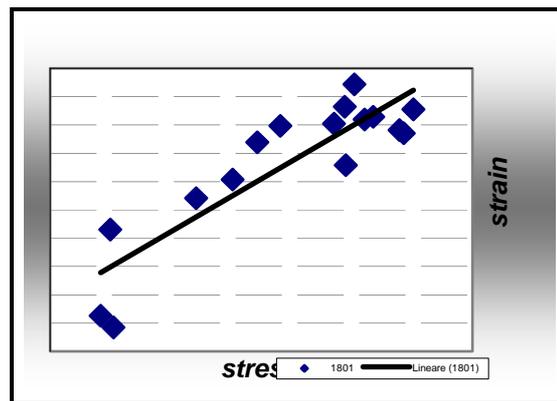


Figura 37: Grafico stress-strain

## CONCLUSIONI

Lo studio e l'analisi critica di tutti i dati sperimentali provenienti dalle attività di ricerca svolte nell'arco dei tre anni di studio ha consentito di raggiungere gli obiettivi preposti.

L'elaborazione dei dati acquisiti evidenzia l'efficacia della metodologia e le correlazioni che possono essere dedotte, sia a lungo che breve termine, tra i fenomeni di subsidenza e le oscillazioni della superficie piezometrica.

La combinazione dei dati geologici, geotecnici, idrogeologici e di deformazione della superficie indicano che i fenomeni di subsidenza sono realmente di notevole rilevanza nella piana del F. Sarno.

Ulteriori informazioni sono state, infatti, ottenute dalla sovrapposizione delle aree in deformazione con gli abbassamenti dei livelli piezometrici e dalla ricostruzione di sezioni stratigrafiche significative. L'analisi dei dati, con riferimento al periodo 1992-2003, individua una correlazione spaziale tra le aree di massima deformazione e le informazioni di carattere geologico ed idrogeologico:

- Le aree deformate ricadono prevalentemente nell'intervallo di variazione del livello di falda pari a 1-3 m;
- Le aree deformate che ricadono nell'intervallo inferiore di variazione del livello di falda (0-1 m) sono caratterizzate dalla presenza di torbe;
- Le aree subsidenti sono caratterizzate dalla presenza di almeno due litotipi compressibili;
- Le zone indeformate che ricadono nell'intervallo di variazione del livello di falda  $> 3$  m sono caratterizzate dall'assenza dei litotipi più compressibili e dalla presenza di litotipi lapidei (lave);
- Le zone subsidenti sono localizzate spesso dove sono concentrati i maggiori spessori dei litotipi più compressibili.

Ulteriori elementi sono state dedotti dall'analisi a breve termine dei medesimi fenomeni di subsidenza, prendendo in esame le serie temporali dei dati di deformazione e dei livelli piezometrici, acquisiti in maniera concomitante e con sistematicità mensile a partire dal 2003:

- Le deformazioni massime si registrano nelle aree di emungimento concentrato;
- L'entità delle deformazioni è da correlare alle variazioni, anche su breve periodo, del livello di falda;

- La distribuzione dei valori del coefficiente di immagazzinamento elastico del sistema acquifero riflette le variazioni delle caratteristiche litologiche e geotecniche riscontrate nell'area;
- Le aree di emungimento concentrato sono caratterizzate da più bassi valori di detto coefficiente. In maniera parallela si incrementa il contributo dovuto alla deformazione non elastica degli *aquitards* intercalati.

Per tutto quanto fin qui esplicitato, si ritiene che la subsidenza osservata nella piana del F. Sarno, durante il periodo di riferimento, sia da attribuire alle variazioni dello stato tensionale indotte dall'abbassamento della superficie piezometrica. La risposta al fenomeno è, però, variabile in funzione delle diverse situazioni idrogeologiche e litostratigrafiche (abbassamento dei livelli piezometrici, spessore e proprietà dei terreni compressibili).

Infine rilevante è stato il contributo offerto in termini di valutazione di un parametro idrodinamico, quale il coefficiente di immagazzinamento elastico dei sistemi acquiferi, generalmente di difficile acquisizione ma di notevole rilevanza per la gestione ottimale delle risorse idriche sotterranee

## Bibliografia

Aprile F., Ortolani F., Toccaceli R.M. (1998) – *Proposta di restauro geoambientale della piana del Sarno (Salerno). Modalità di inquinamento delle acque e dei terreni. Subsidenze locali connesse alla presenza di torbe* – Geol. Tec. E Amb., 2, 31-38.

Aprile F., Toccaceli R.M. (2002) – *Nuove conoscenze sulla stratigrafia e distribuzione dei depositi ignimbrici quaternari nel sottosuolo della piana del Sarno (Salerno-Campania) – Italia meridionale* – il Quaternario, 15, 169-174.

Balducci S., Vaselli M., Verdini G.. (1983) – *Exploration well in the Ottaviano permit, Italy, Trecase 1* – Eur. Geot. Update, 3<sup>rd</sup> Int. Sem., Munich, 29 Nov. – 1 Dic., 407-418.

Barra D., Bonaduce G., Brancaccio L., Cinque A., Ortolani F., Pagliuca S., Russo F. (1992)- *Evoluzione Geologica Olocenica della piana costiera del fiume Sarno (Campania)* – Mem. Soc. Geol. It., 42 (1989), 255-267, 3 ff., 4 tabb., 1 tav.

Bernasconi A., Bruni P., Gorla L., Principe C., Sbrana A. (1981) –*Risultati preliminari dell'esplorazione geotermica profonda nell'area vulcanica del Somma-Vesuvio* – Rend. Soc. geol. It., 4, 237-240.

Berardino P., Fornaro G., Lanari R., Sansosti E.(2002) - *A new Algorithm for Surface Deformation Monitoring based on Small Baseline Differential SAR Interferograms* - IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 40, No. 11, pp. 2375-2383.

Berrino G., Corrado G., Riccardi U. (1998) – *Sea gravity data in The Gulf of Naples: a contribution to delineating the structural pattern of the Vesuvian areal* – J. Volcanol. Geotherm. Res., 82, 139-150.

Brancaccio L. *et alii* ( 1995) – *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania : Geomorfologia e Neotettonica* – Mem. Soc. Geol. It. Vol. LIII, 313-336.

Burbey T. J. (1999) – *Effects of horizontal strain in estimating specific storage and compaction in confined and leaky aquifer system* –Hydrogeology journal (1999) 7 : 521-532.

Cascini L., Di Maio C. (1994) – *Emungimento delle acque sotterranee e cedimenti nell'abitato di Sarno: analisi preliminare* – Rivista Italiana di Geotecnica, 3, 217-231.

Cassano E., La Torre P., (1987) – *Geophysics, in Somma-Vesuvius* – ed. Santacroce, CNR Quad. Ric. Sci.,175-196.

Celico P., Esposito L., Guadagno F. M. (1997) – *Sulla qualità delle acque sotterranee nell'acquifero del settore orientale della Piana Campana* – Geologia tecnica & Ambientale 4/97.

Celico P., Guadagno F. M. (1998) – *L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze* – Quaderni di geologia applicata, 5-1.

Celico F., Piscopo V. (1995) – *Idrodinamica sotterranea e vulnerabilità intrinseca all'inquinamento delle piane del Sarno e del Solofrana (Campania)* – Quad. Geologia Applicata, 2, 407-415.

- Celico P., Salzano G., Valletta M. (1990)- *Studio idrogeologico preliminare della Piana del Sarno ( Campania )* – Mem. Descrittive della carta geologica d'Italia, vol. XXXVIII.
- Ciaranfi *et alii* (1983) – *Elementi sismotettonici dell'Appennino meridionale* – Boll. Soc. Geol. It., 102 (1983), 201-222, 7 ff., 2 tabb.
- Cinque A. (1991) – *La trasgressione versiliana nella piana del Sarno (Campania)* – Geogr. Fis. Dinam., Quat., 14, 63-71.
- Cinque A., Alinaghi H.H., Laureti L., Russo F. (1987) – *Osservazioni preliminari sull'evoluzione geomorfologia della piana del Sarno (Campania, Appennino Meridionale)* – Geogr. Fis. Dinam., Quat., 10, 161-174.
- De Matteis R., Latorre D., Zollo A., Virieux J. (2000) – *1-D P-velocity models of Mt. Vesuvius volcano from the inversion of TomoVes96 first arrival time data* – PAGEOPH, 157, 1643-1661.
- De Vita P. (2001) - *Variabilità climatica e “rischio idrogeologico” in Vallario A.* – Il dissesto idrogeologico in Campania, 117-127, CUEN, Napoli.
- Esposito L., Piscopo V., ( 1997) – *Groudwater flow evolution in the circui-Vesuvian plain, Italy* – Proceedings of the XXVII IAH congress on groundwater in the urban environment, Nottingham UK, 21-27 sept. 1997.
- Gabriel K., Goldstein R.M., Zebker H.A. (1989) - *Mapping small elevation changes over large areas: Differential interferometry* - J. Geophys. Res., vol.94, pp. 9183-9191.
- Galloway D. L., Amelung F. ( 2001) – *Seasonal subsidence and rebound in Las Vegas Valle, Nevada, observed by syntetic aperture radar interferometry* – Water Resources Research, vol. 37, no. 6, 1551-1566. june 2001.
- Gasparini P. *et alii* (1998) – *Looking inside Mt Vesuvius* – EOS. Trans. Am. Geophys. Un., 79, 229-232.
- Guida D., Guida M., Iaccarino G., Perrone V., Sgrosso I., Vallario A. (1988) – *Tipologia e diffusione delle deformazioni gravitative profonde di versante nel settore meridionale dell'Appennino campano-lucano in relazione all'assatto stratigrafico-strutturale* – Atti del 74° Congeresso della Soc. Geol. It.
- Heywood C. E. (1995) – *Piezometric-Extensometric Estimation of Specific Storae in the Albuquerque Basin, New Mexico* – U.S.G.S. Open –File Report 97-47.
- Hoffmann J. *et alii* (2003) - *Inverse modeling of interbed storage parameters using land subsidence observations, Antelope valley, California* – Water Resource Research vol. 39, no. 2, 1031, 2003.
- Hydrographic and Sea State Department (2002) – *Rapporto sulla siccità 2001-2002 nel territorio del compartimento di Napoli del SIMN* – Rapporto Tecnico 1/2002
- Lanari R., Mora O., Manunta M., Mallorqui J.J., Berardino P., Sansosti E. (2004)- *A Small-Baseline Approach for Investigating Deformations on Full-Resolution Differential SAR Interferograms* - IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 42, No. 7, pp. 1377-1385.
- Lanari R., Zeni G., Manunta M., Guarino S., Berardino P., Sansosti E. (2004) - *An Integrated SAR/GIS Approach for Investigating Urban Deformation Phenomena: A Case Study of the City of Naples, Italy* - Int. J. Remote Sensing, Vol. 25, No 14, pp.2855-2862.
- Pellegrino A. (1967) – *Proprietà fisico-meccaniche dei terreni vulcanici del napoletano* – Atti dell' VIII Convegno di Geotecnica ,Cagliari, 113-145.

- Poland J. F. (1984) - *Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal*- Published in 1984 by Unisco.
- Rippa F., Vinale F., (1982) – *Experiences with CPT in Eastern Naples area* – Proc. Of the second European Symposium on Penetration Testing, Amsterdam.
- Rippa F., Vinale F., (1986) – *Primi contributi per la caratterizzazione geotecnico del sottosuolo dell'area flegrea ai fini di una microzonazione sismica* – Giornate di studio su “Bradisismo e fenomeni connessi”, Napoli.
- Sava A., Zappetta A. (1991) – *Analisi dei lineamenti da satellite in penisola sorrentina e nei Monti di Salerno e Avellino. Appennino campano* – Mem. Soc. Geol.It., 47 (1191), 371-383, 12 ff., 2 tabb.
- Schmidt D. A. , Burgman R. (2003) – *Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric syntetic aperture radar data set* – Journal of geophysical Research, vol. 108, no. B9, 2416, doi: 10.1029/2002JB002267, 2003.
- Zollo A. *et alii* (1996) – *Seismic evidence for a low velocity zone in the upper crust beneath Mount Vesuvius* – Science, 274, 592-594.
- Zollo A. *et alii* (1998) – *An image of Mount Vesuvius obtained by 2D seismic tomography* – J. Volcanol. Geotherm. Res., 82, 161-173.
- Zollo A., De Matteis R., D’Auria L., Virieux J. (2000) –*A 2-D non linear method for travel time tomography: application to Mt Vesuvius active seismic data* – in Problems in geophysics for the next millenium, eds Boschi E., Ekstroem G., Morelli A., ING-Ed Compositori, Bologna.
- Zollo A., D’Auria L., De Matteis R., Herrero A., Virieux J., Gasparini P. (2001) –*Bayesian estimation of 2-D P-velocity models from active seismic arrival time-data: imaging of the shallow structure of Mt vesuvius (Southern Italy)* – *Geophysics J. Int.*, 151, 506-582.
- Vinale F., (1983) – *Contributo alla conoscenza delle proprietà dinamiche dei terreni del napoletano* – XV Convegno Nazionale di Geotecnica, Spoleto.
- Vinale F., (1988) – *Caratterizzazione del sottosuolo di un’area campione di Napoli ai fini d’una microzonazione sismica* – Rivista Italiana di Geotecnica, 2, 77-100.