

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II



DOTTORATO DI RICERCA
IN
SCIENZE DELLA TERRA
XVIII Ciclo

TESI DI DOTTORATO

**EFFETTI DELL'INFILTRAZIONE DELLE ACQUE PIOVANE
SULLA STABILITÀ DEI PENDII, CON PARTICOLARE RIGUARDO
AI FENOMENI D'INSTABILITÀ CHE INTERESSANO LE COLTRI
PIROCLASTICHE NELL'AREA URBANA DELLA CITTÀ DI NAPOLI**

COORDINATORE

PROF. ING. GIULIANO CIAMPO

TUTORE

PROF. ING. LUIGI ESPOSITO

CO-TUTORE

ING. ANTONIO PASCULLI

DOTTORANDA

DOTT. GEOL. SARA MINOPOLI

NOVEMBRE 2005

INDICE

PREMESSA

CAPITOLO 1 INSTABILITÀ DELLE COLTRI PIROCLASTICHE pag 4

- 1.1 CARATTERISTICHE DELLE FRANE NELLE COLTRI PIROCLASTICHE;**
- 1.2 FATTORI PREDISPONENTI ED INNESCANTI LE COLATE RAPIDE;**
- 1.3 RELAZIONE TRA LA PIOGGIA E LA STABILITÀ DELLE COLTRI PIROCLASTICHE**

CAPITOLO 2 STATO DELL'ARTE pag 8

2.1 INTRODUZIONE

2.1.1 LE TERRE

2.2. COSTITUENTI DELLE TERRE

2.2.1 FASE SOLIDA

2.2.2 FASE FLUIDA

2.2.3 FASE GASSOSA

2.3 CENNI SULLA MECCANICA DEI TERRE PARZIALMENTE SATURI;

2.3.1 SUZIONE DI MATRICE

2.4 CENNI SUI MOTI DI FILTRAZIONE NEI MEZZI POROSI;

2.4.1 EQUAZIONE DEL MOTO DI FILTRAZIONE IN UN TERRENO PARZIALMENTE SATURO

2.4.2 IL FENOMENO D'ISTERESI LEGATO AI CICLI DI Umidificazione ED ESSICCAMENTO.

CAPITOLO 3 FRANOSITÀ NEL TERRITORIO COMUNALE pag 20

3.1 INTRODUZIONE

3.2 FRANOSITÀ NEL TERRITORIO COMUNALE DI NAPOLI

CAPITOLO 4 INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEI CAMPI FLEGREI pag 24

4.1 BREVE INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE DELLA PIANA CAMPANA

4.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E DEI CAMPI FLEGREI;

4.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO DEI CAMPI FLEGREI;

4.4 LA COLLINA DEI CAMALDOLI.

4.4.1 INTRODUZIONE

4.4.2 UNITÀ STRATIGRAFICHE

4.4.3 TETTONICA E VULCANO-TETTONICA

4.4.4 GEOMORFOLOGIA DELLA COLLINA DEI CAMALDOLI, VERSANTE DI PIANURA

CAPITOLO 5 PROPRIETÀ FISICO-MECCANICHE DELLE PIROCLASTITI

pag 49

5.1. INTRODUZIONE

5.2 CARATTERISTICHE FISICO-VOLUMETRICHE

5.2.1 GRANULOMETRIA

5.2.2 GLI ALTRI PARAMETRI FISICO-VOLUMETRICI

5.2.3 LIMITI DI ATTERBERG

5.3 PARAMETRI MECCANICI

5.3.1 COMPRESSIBILITÀ

5.3.2 RESISTENZA A ROTTURA

CAPITOLO 6 MODELLI IDROLOGICI

pag 56

6.1 INTRODUZIONE

6.2 RELAZIONE TRA PIOGGIA E STABILITÀ DEI VERSANTI

6.3 ANALISI DEI DATI PLUVIOMETRICI

CAPITOLO 7 MODELLI COMPLETI DI VERSANTE

pag 68

7.1 INTRODUZIONE

7.2 MISURE DI SUZIONE IN SITO

7.1.1 STRUMENTAZIONE

7.1.2 PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO

7.1.3 RACCOLTA DATI E OSSERVAZIONI

7.2 CARATTERIZZAZIONE DELLE PROPRIETÀ IDROLOGICHE DELLE PIROCLASTITI DEL NAPOLETANO. MODELLIZZAZIONE DELLE CURVE DI RITENZIONE IDRICA E DELLE FUNZIONI PERMEABILITÀ.

7.3 ISTERESI DELLA CURVA CARATTERISTICA.

7.4 CARATTERIZZAZIONE DELLE PROPRIETÀ MECCANICHE DELLE PIROCLASTICI PARZIALMENTE SATURE DEL NAPOLETANO.

CONCLUSIONI

BIBLIOGRAFIA

PREMESSA

Le problematiche riguardanti le colate rapide, cioè quei movimenti di versante in cui la massa instabile si muove come fluido viscoso (Cruden e Varnes, 1996), si sono riproposte con estrema drammaticità in questi ultimi anni, anche in ambiente urbano.

L'area oggetto di questo studio è la Collina dei Camaldoli che ricade nel settore occidentale del territorio comunale di Napoli. Essa costituisce un alto morfostrutturale delimitato, a SUD e a OVEST, da ripidi versanti . Tali versanti bordano un'area sommitale costituita da un pianoro immergente verso i quadranti settentrionali ,che si raccorda gradualmente con le aree urbanizzate di Marano e Chiaiano.

Negli ultimi decenni, il tessuto urbanistico si è sviluppato in contesti ad elevata fragilità territoriale quali le zone pedemontane, tale aggressione territoriale ha giustificato la classificazione di queste zone come a rischio elevato. Infatti, in concomitanza di eventi meteorici particolari, alcuni settori collinari del territorio comunale di Napoli, vengono investiti da notevoli processi di trasporto solido a causa delle acque dilavanti con conseguenti forti disagi.

Il presente lavoro propone lo studio della *relazione tra L'INFILTRAZIONE DI ACQUA PIOVANA E LA STABILITÀ DEI VERSANTI* al fine di mettere a punto le possibili strategie di prevenzione e mitigazione del rischio

CAPITOLO 1 INSTABILITA' DELLE COLTRI PIROCLASTICHE

- **1.1 CARATTERISTICHE DELLE FRANE NELLE COLTRI PIROCLASTICHE;**
- **1.2 FATTORI PREDISPONENTI ED INnescANTI LE COLATE RAPIDE;**
- **1.3 RELAZIONE TRA LA PIOGGIA E LA STABILITÀ DELLE COLTRI PIROCLASTICHE**

1.1 Caratteristiche delle frane nelle coltri piroclastiche

I depositi piroclastici che ricoprono i versanti carbonatici e tufacei della Regione Campania sono da sempre interessati da fenomeni d'instabilità di versante (Civita e Lucini, 1968; De Riso e Nota d'Elogio, 1973; Guida et al, 1974; Civita et al, 1988; Guadagno et al 1988; Guadagno, 1991).

Tali fenomeni vengono descritti come *movimenti complessi di scorrimento traslativo (o rotazionale) - colate di detrito* (Varnes, 1978; Johnson e Rodine, 1984; Hutchinson, 1986; Pearson e Costa, 1987; Ellen e Fleming, 1987; Cruden e Varnes, 1996; Picarelli L., 1999).

Per colata rapida s'intende una frana che si muove come un fluido viscoso, ossia con velocità diverse tra punti differenti della massa in movimento.

Il materiale, di cui è costituita, può essere detrito, se la percentuale di materiale maggiore di 2 mm è compresa tra il 20 e l'80%, o fango se la percentuale di materiale minore di 2 mm è maggiore dell'80%.

I numerosi fenomeni, ben documentati in letteratura o osservati direttamente, hanno mostrato che, anche per le piroclastiti in Campania, l'innescamento delle colate è, generalmente, caratterizzato da ben due fasi:

1. Nella prima fase si verifica la rottura superficiale per taglio o trazione (scorrimento traslativo, rotazionale o crollo), che coinvolge spessori al massimo di un metro;
2. La seconda fase è caratterizzata dalla fluidificazione della massa staccatasi.

La colata generalmente s'incanala in impluvi preesistenti, ma può anche scorrere lungo un versante aperto, raggiungendo velocità anche di 10 m/sec.

Il materiale di frana esercita un'intensa azione erosiva e di trasporto durante il moto, inglobando materiale di diversa natura e blocchi di grande dimensione.

Gli eventi franosi sono superficiali, interessano spessori intorno al metro e coinvolgono volumi di terreno di alcune centinaia o al più di qualche migliaia di m³.

La tipologia di tali eventi appare intermedia tra un *flusso iperconcentrato* ed un *movimento di massa*.

1. Nel primo caso la corrente, pur trascinando sul fondo ed in sospensione materiali di diversa natura, per lo più incoerenti, mantiene il carattere di corrente nell'accezione classica del termine, vale a dire, *è l'acqua a trasportare il materiale solido*.
2. Nel secondo caso si ha un impasto fluido di materiali, nel quale l'acqua ha un ruolo di fluidificante; si genera, dunque, una massa detritica notevolmente deformabile, che, associata alle pendenze dei versanti, raggiunge elevate velocità con effetti altamente distruttivi.

I fenomeni, in definitiva, risultano particolarmente complessi, per quanto riguarda, in particolare, le fasi transitorie che segnano il passaggio dal collasso vero e proprio del materiale al successivo mutamento di fase, questo è dovuto, anche, alla contemporaneità di entrambe le tipologie di movimento, sopra descritte, durante l'evoluzione del fenomeno

Johnson e Rodine (1984) individuano due tipologie di colata rapida:

1. La prima in cui tutto il materiale della colata è originato in una singola area;
2. La seconda in cui si possono riconoscere più fonti di alimentazione.

La distanza d'arresto varia in relazione a diversi fattori:

- caratteristiche geometriche e morfologiche dell'alveo o del versante;
- caratteristiche e volume del materiale coinvolto;
- caratteristiche vulcanologiche dei depositi piroclastici (la presenza di pomici, ad esempio, condiziona sicuramente l'idraulica del problema e le caratteristiche di resistenza).

1.2 Fattori predisponenti e fattori innescanti le colate rapide.

I fattori predisponenti tali frane possono essere di natura geologica, geomorfologia, fisica e antropica.

In generale le cause di instabilità possono ricondursi a

- aumento delle tensioni tangenziali a causa della geometria del pendio;

- diminuzione della resistenza al taglio, per modifica dei parametri di resistenza dei terreni e/o per variazione delle pressioni interstiziali. (Anna Scotto di Santolo)

In primo luogo si osserva che le instabilità si localizzano dove le condizioni morfologiche inducono la presenza di masse in *libertà cinematica* (presenza di cornici morfologiche, di tagli stradali). La maggior parte delle frane, inoltre, si verifica nelle porzioni medio - alte del versante, laddove le pendenze sono maggiori e le coltri più sottili (da pochi centimetri a qualche metro) coinvolgendo inizialmente piccoli volumi di terreno.

Altra caratteristica è l'assetto stratigrafico, la coltre piroclastica presenta orizzonti di varia granulometria (livelli di pomici, cineriti) e poggia, a seconda dei luoghi, o sul substrato carbonatico o su quello tufaceo.

Questa stratificazione, generalmente parallela al versante, condiziona la circolazione idrica. E' possibile, infatti, che si creino, livelli, relativamente impermeabili, che facilitano, in concomitanza con le piogge, *l'instaurarsi di falde sospese a carattere effimero che generano flussi sostanzialmente subparalleli al versante.*

Altri fattori predisponenti, e non secondari, sono quelli di natura antropica: strade, ostruzioni di impluvi naturali, vasche di raccolta, impermeabilizzazioni, modi d'uso del suolo, mancanza di un'adeguata sistemazione e di manutenzione dei corsi d'acqua e dei versanti.

Considerati tutti questi fattori predisponenti, il principale fattore scatenante resta l'azione delle acque meteoriche, che sono in grado di modificare il regime delle pressioni neutre e indurre una fluidificazione delle masse.

Ad ogni modo la mobilitazione delle coltri piroclastiche è sempre conseguenza di una combinazione occasionale e particolarmente sfavorevole di cause scatenanti che, agendo su di un contesto, strutturalmente predisposto all'instabilità, determinano l'alterazione dei delicati equilibri naturali. Le colate rapide, infatti, si distribuiscono sui versanti in maniera del tutto casuale, e molto spesso aree con caratteri morfologici simili non presentano un'analogia distribuzione dei dissesti.

1.3 Relazione tra la pioggia e la stabilità dei versanti.

Le precipitazioni giocano un ruolo di primaria importanza nell'innesco di tali fenomeni franosi.

Tale relazione è da tempo discussa in letteratura (Caine, 1980). Ciò nonostante i modelli matematici delle relazioni tra i due fenomeni, non permettono ancora oggi un'attendibile previsione del verificarsi di un evento franoso. Come evidenziato da alcuni autori (Campbell, 1975, Fourie e Blight, 1996) risultano particolarmente significative sia le piogge immediatamente precedenti il fenomeno sia le piogge antecedenti cumulate. Il

periodo significativo di piogge antecedenti può variare da alcuni giorni a mesi, ciò dipende dalle condizioni locali del suolo, con particolare riguardo alla sua permeabilità e spessore.

Da ciò si evince, tra l'altro, l'importanza dell'analisi delle piogge critiche al fine di determinare *modelli idrologici* che tentano di individuare *relazioni di tipo empirico tra le piogge e le frane*.

L'analisi delle piogge, in termini di durata e intensità, conduce alla possibilità di cercare soglie critiche per l'innescio di eventi franosi

I modelli per descrivere la relazione tra eventi meteorici e movimenti franosi possono essere ricondotti in due categorie principali (Cascini, 86):

1. *Modelli idrologici* in cui non vengono analizzati gli aspetti più strettamente idrogeologici e geotecnici (regime delle pressioni interstiziali, caratteristiche di resistenza, età.), ma ci si limita a cercare correlazioni empiriche tra eventi meteorici e movimenti franosi sulla scorta di un'ampia disponibilità di dati storici.
2. *Modelli completi di versante* che tendono a riprodurre matematicamente i fenomeni fisici che avvengono nel pendio in relazione agli eventi di pioggia. La definizione di un modello di questo genere richiede:
 - Ricostruzione stratigrafica del sottosuolo e la definizione delle condizioni iniziali del terreno (porosità, contenuto d'acqua, ecc.).
 - Conoscenza degli apporti meteorici.
 - Definizione della curva di ritenzione idrica.
 - Determinazione della funzione di permeabilità.
 - Variazione della resistenza del terreno in funzione dei diversi valori della suzione.

CAPITOLO 2 STATO DELL'ARTE

- **2.1 INTRODUZIONE**
 - 2.1.1 LE TERRE
- **2.2. COSTITUENTI DELLE TERRE**
 - 2.2.1 FASE SOLIDA
 - 2.2.2 FASE FLUIDA
 - 2.2.3 FASE GASSOSA
- **2.3 CENNI SULLA MECCANICA DEI TERRE PARZIALMENTE SATURI;**
 - 2.3.1 SUZIONE DI MATRICE
- **2.4 CENNI SUI MOTI DI FILTRAZIONE NEI MEZZI POROSI;**
 - 2.4.1 EQUAZIONE DEL MOTO DI FILTRAZIONE IN UN TERRENO PARZIALMENTE SATURO
 - 2.4.2 IL FENOMENO D'ISTERESI LEGATO AI CICLI DI UMIDIFICAZIONE ED ESSICCAMENTO.

2.1 Introduzione

2.1.1 Le terre

Lo studio geotecnico si differenzia da quello geologico in quanto considera le rocce in rapporto alle loro caratteristiche meccaniche, dalle quali, quando sollecitato, dipende la sua stabilità (Cestelli Guidi).

Per terre s'intendono una miscela di particelle solide (scheletro solido) e di gas e liquido contenuti nei suoi interstizi (pori). Tale complesso, catalogato ulteriormente come rocce sciolte e rocce coesive viene comunemente detto terra.

Ci sono due possibili approcci per lo studio delle terre.

Un primo metodo considera il terreno come un'unica fase (*metodo fenomenologico*), senza, quindi, valutare le interazioni tra le varie componenti costituenti le terre.

In alcune applicazioni è però necessario ricorrere ad un seconda procedura nella quale il mezzo è considerato multifase. La metodologia appropriata per trattare problemi di tale natura è quello di considerare il terreno come miscela di fasi e studiarne il comportamento ricorrendo alla meccanica delle miscele che è parte integrante della meccanica del continuo (Klausner).

2.2 Costituenti delle terre

La divisione delle terre in tre componenti solido, acqua e aria è puramente accademica.

Le particelle solide sono costituite da diverse componenti per natura mineralogica, dimensioni e geometria; l'acqua in realtà è presente sia allo stato liquido che di vapore e mostra diverse concentrazioni di soluti; anche la fase gassosa è composta da diversi gas. Tuttavia, in generale, eccetto situazioni quali il saturo o il completamente secco, l'assunzione di un mezzo a tre fasi è ragionevole.

2.2.1 Fase solida

La fase solida, dal punto di vista delle dimensioni, va dalle ghiaie alle argille. Il concetto di meccanica dei materiali è qualitativamente simile per l'applicazione alle terre. In altre parole, tutti i suoli sono compressibili, in diversa misura, e tutti posseggono una resistenza al taglio di intensità variabile (klausner).

Così come le dimensioni, anche la forma delle particelle è molto variabile, limo e sabbia hanno, in genere, forma tondeggianti mentre le argille presentano forme lamellari e, meno frequentemente, forma di asticelle. Le particelle possono essere, inoltre, di natura organica ed inorganica.

2.2.2 Fase fluida.

Negli interstizi fra le particelle solide vi è gas o liquido. La fase gassosa ha notevole importanza nei terreni aridi; ma anche nei nostri climi, dove i terreni sono frequentemente vicini alla saturazione, una piccola percentuale di fase gassosa può far variare le caratteristiche meccaniche del terreno.

Per i terreni a grana fine ha molta influenza l'interazione fase liquida e fase solida. Ogni particella avente superficie attiva tende ad essere avvolta da un velo di acqua che, in termini fisici, si può considerare facente parte della fase solida. Le cariche elettriche superficiali, oltre ad attivare l'acqua, possono essere tali da trasmettere le forze agenti fra le particelle attraverso un circuito di forze elettriche, anziché per contatto, come avviene per le particelle inerti.

Lo Zunker considera le tre seguenti forme per la fase liquida:

a) *Acqua di adsorbimento*

Quest'acqua, detta anche acqua solida, è fortemente solidale alle particelle solide, per un effetto di attrazione molecolare, ed è essa che conferisce più o meno plasticità al terreno. Si trova in proporzioni diverse, ed è tanto maggiore quanto maggiore è la superficie specifica delle particelle; ciò, dunque, fa variare notevolmente il contenuto d'acqua naturale, i limiti di Atterberg, l'attività, la coesione.

b)Acqua di capillarità

In un tubo infisso nel terreno di diametro sufficientemente ampio rispetto alla granulometria del terreno, l'acqua risale fino a raggiungere un livello di equilibrio che prende il nome di pelo libero della falda freatica (figura 2.1).

La velocità di risalita dell'acqua nel tubo dipende dalla permeabilità del terreno e quindi dalla sua granulometria. In corrispondenza del livello anzidetto la pressione dell'acqua è pari a quella atmosferica; al di sotto, il terreno è quasi o completamente saturo; al disopra, se l'acqua fosse soggetta alla sola forza di gravità, il terreno dovrebbe essere completamente asciutto, salvo

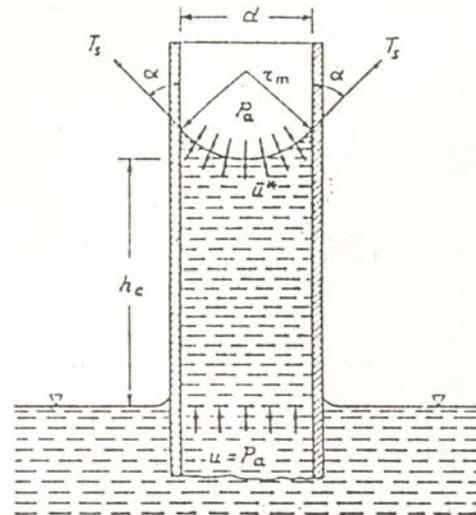


Fig 2.1

in occasioni di eventi piovosi, quando l'acqua percola dal piano campagna verso il pelo libero della falda. In realtà l'acqua è soggetta a tensioni superficiali, dovute all'interazione solido-liquido, che tendono ad attirare l'acqua e a trattenerla al di sopra del pelo libero della falda.

In un tratto al di sopra del pelo libero della falda si raggiunge la saturazione. Questo fenomeno prende il nome di *capillarità* (A.Pellegrino, 1990).

In un tubo di diametro molto sottile l'acqua risale ad un'altezza h_c ed in sommità la superficie risulta ricurva (menisco). Il fenomeno si giustifica assimilando la superficie limite dell'acqua ad una membrana.

L'altezza capillare h_c può essere calcolata considerando l'equilibrio del volume di acqua di risalita nel tubo:

$$T_s \pi d \cos \alpha - p_a \frac{\pi d^2}{4} - \gamma_w \frac{\pi d^2}{4} h_c + p_a \frac{\pi d^2}{4} = 0$$

dove

T_s è la tensione nella membrana, forza per unità di lunghezza del perimetro della membrana;

α è l'angolo che la membrana forma con il tubo;

p_a è la pressione atmosferica.

Dalla relazione precedente si deduce:

$$h_c = \frac{4T_s \cos \alpha}{d\gamma_w}$$

Con un tubo di vetro e acqua T_s è pari a 0,075 gr/cm e α è pari a 0 si ha:

$$h_c = \frac{0,3}{d}$$

Nel tratto di risalita capillare l'acqua è ad una pressione u ; il suo valore u^* in corrispondenza del menisco può calcolarsi considerando le forze agenti sulla membrana.

Dall' equilibrio in direzione verticale, in termini di pressioni assolute, si ha:

$$T_s \pi \mu d \cos \alpha = p_a \frac{\pi d^2}{4} - u^* \frac{\pi d^2}{4}$$

da cui

$$u^* = p_a - \frac{4T_s \cos \alpha}{d}$$

La pressione u^* è negativa, cioè l'acqua è in depressione rispetto all'atmosfera, in altri termini essa sopporta solo un'aliquota della pressione atmosferica il resto è sopportato dalla membrana. Questo del resto, è il motivo per cui nel tubo capillare l'acqua è ad una quota superiore rispetto al pelo libero sul quale agisce interamente la pressione.

Circa l'entità di u^* si osserva che può raggiungere valori molto elevati ad esempio per $d=0.002$ cm si ha una $u^* = - 0.15\text{kg/cm}^2$.

La pressione, dunque, nel tratto h_c può calcolarsi con l'espressione:

$$u = -\gamma_w z$$

Tenuto conto che la quota piezometrica è costante in tutto il tratto considerato. In fine nel caso di tubo con diametro variabile l'altezza h_c è influenzata da tale variabilità. Vedi figura pag 21

Per i terreni, i pori danno luogo ad una rete di canalicoli di diametro molto variabile ed orientati in tutte le direzioni. Il fenomeno di risalita diventa, dunque, molto più complesso e può essere esaminato solo con procedimenti empirici.

Dall'esperienza (figura 2.2) risulta che il terreno è completamente saturo fino ad una altezza h_{cc} al di sopra della quale fino all'altezza h_c risulta parzialmente saturo.

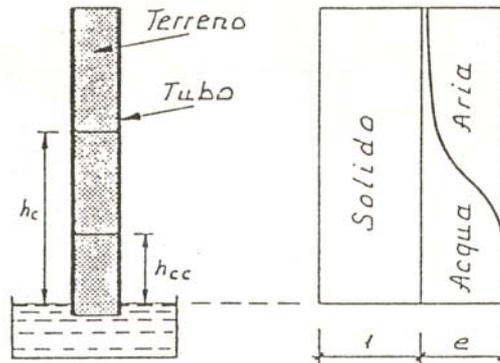


Fig 2.2 Fenomeno della capillarità nel terreno contenuto in un tubo

L'altezza capillare è fortemente condizionata dalla granulometria e dalla porosità; in via approssimativa può porsi:

$$h_c = \frac{C}{ed_{10}}$$

dove C è un coefficiente empirico variabile fra 0.1 e 0.5 cm² con la forma dei grani;
 d_{10} è diametro efficace al quale corrisponde il diametro al passante 10%;
 e è l'indice dei vuoti.

Nel tratto h_c ed h_{cc} il terreno non è completamente saturo, ma prossimo a questa condizione, l'aria è presente sotto forma di bolle. Al di sopra di h_c l'acqua presenta un grado di saturazione nettamente inferiore per cui le particelle d'acqua sono isolate sotto forme di gocce che involuppano i punti di contatto delle particelle, le corrispondenti tensioni superficiali danno luogo ad una forza di compressione fra le particelle. L'altezza capillare dipende sostanzialmente dalla geometria della rete di canalicoli e dalla pressione atmosferica, essa può quindi superare i 10 m.

L'altezza capillare dipende anche dalle condizioni del moto dell'acqua all'interno del terreno. Tale concetto è illustrato nella figura 2.3

Se al campione di sabbia, inizialmente saturo, è permesso di drenare verso il basso allora il materiale al di sotto dell'altezza h_{cs} , nel tratto tra h_{cs} e h_{cx} è possibile la formazione di canalicoli completi d'acqua, infine nel tratto superiore l'acqua è presente sotto forma di gocce isolate.

h_{cx} prende il nome di massima altezza capillare, h_{cs} massima altezza di saturazione. Se il campione di sabbia è inizialmente secco e successivamente viene messo in contatto con acqua allora segue la curva B in cui h_{cr} è la risalita capillare e h_{cn} è l'altezza capillare minima.

Se invece il campione nel tubo, inizialmente secco, viene posto a contatto con acqua questa risale per capillarità ed il grado di saturazione assume l'andamento di fig. Si definisce

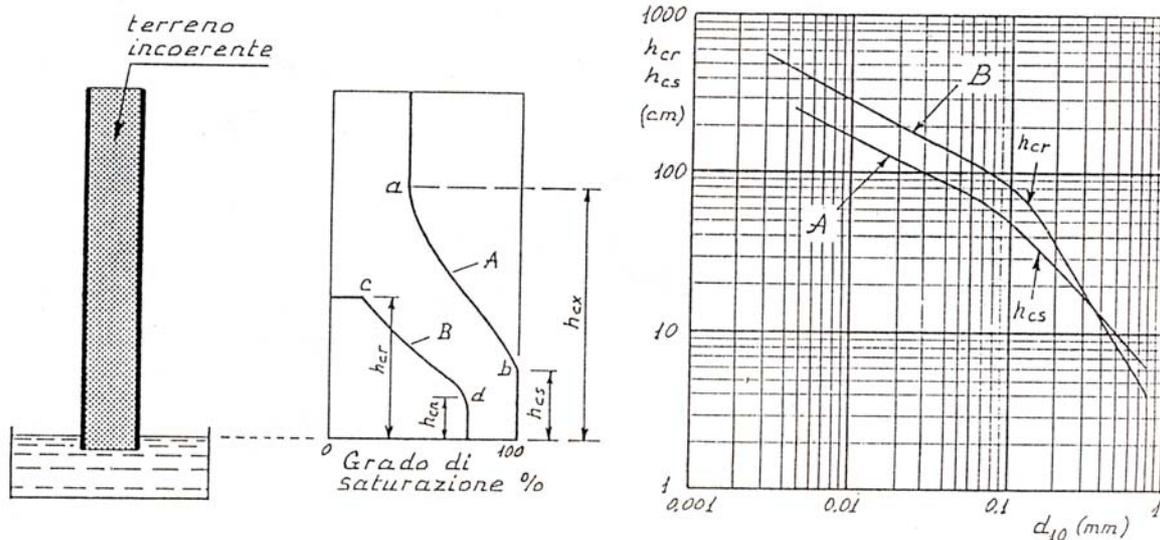


Figura 2.3

h_{cr} risalita capillare,

h_{cn} altezza capillare minima.

Per quanto concerne la pressione dell'acqua si rileva che è 0 in corrispondenza del pelo libero della falda è negativa al di sopra e dipende dalla posizione geometrica fino ad un minimo in corrispondenza dell'estremo superiore del tratto interessato dalla capillarità. Al di sopra la pressione neutra è ancora negativa, ma il suo valore dipende dalla distribuzione delle gocce d'acqua e quindi dai raggi di curvatura e pertanto può variare sia in verticale che in orizzontale.

Acqua di falda

Si trova in determinate zone del sottosuolo, ove soggiace alla sola azione della gravità. Riempie i pori del terreno e viene chiamata anche acqua libera. A differenza della precedente essa, al di sotto del livello di falda, per il carico idrostatico, è a pressione maggiore di quella atmosferica. Può essere ferma o in movimento per effetto di un gradiente di carico.

2.2.3 Fase gassosa

La fase gassosa ha notevole importanza su alcune proprietà dei terreni, compressibilità, resistenza al taglio e conducibilità idraulica, non ci sono, però, evidenze dell'influenza della composizione dell'aria. In condizioni molto vicine alla saturazione i gas, seguendo la legge di Henry, si disciolgono nella fase liquida ed hanno scarsa influenza.

2.3 Cenni sulla meccanica dei terreni parzialmente saturi.

Lo studio del comportamento meccanico dei terreni parzialmente saturi ha avuto negli ultimi anni un forte impulso. Tra le diversità che lo studio del comportamento dei terreni

parzialmente saturi presenta rispetto al caso tradizionale la più importante e ricca di implicazioni è senza dubbio la necessità di dover definire un ulteriore stato tensionale, la suzione direttamente correlata alla pressione negativa dell'acqua dei pori. (C. Rampino et al)

Le tensioni capillari influenzano il comportamento dei terreni poiché la pressione neutra negativa, da loro generata, determina un aumento delle *pressioni effettive* con una diminuzione della *porosità* e con un aumento della resistenza al taglio.

La presenza di tensioni capillari giustifica la coesione apparente nelle sabbie che scompare non appena si raggiunge la saturazione.

Gli aspetti del comportamento meccanico, dunque, influenzati dallo stato di saturazione sono:

- *permeabilità;*
- *variazioni di volume;*
- *resistenza al taglio;*
- *legame tensione – deformazione.*

Il concetto di suzione è stato inizialmente introdotto con riferimento a problemi di ingegneria alla fine degli anni 40 (Croney D. e Coleman J. D., 1948); solo vent'anni dopo Aitchinson G. D. (1965) ne diede una definizione quantitativa in termini di energia libera dell'acqua di porosità, distinguendone due componenti: la suzione osmotica e la suzione di matrice, la prima riferita alla presenza di sali disciolti nell'acqua di porosità, la seconda al fenomeno di capillarità ed alle interazioni fisico-chimiche tra acqua e argilla. Tuttavia nella maggior parte dei problemi di ingegneria geotecnica le variazioni del contenuto d'acqua sono direttamente riconducibili alla suzione di matrice (Krahn J. E. Fredlund D.G. 1972).

2.3.1 Suzione di matrice

Con il termine suzione si indica la differenza fra la pressione dell'aria e del fluido interstiziale in un terreno parzialmente saturo ($s = (u_a - u_w)$). Le complicazioni di carattere teorico, oltre che sperimentale, connesse all'introduzione della suzione, hanno avuto nel tempo risposte diverse, e storicamente si possono distinguere due periodi.

I primi studi a partire dagli anni 60, furono tesi alla generalizzazione del principio delle tensioni efficaci.

La formulazione più diffusa è dovuta Bishop A. W.

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + \chi(u_a - u_w)$$

in cui:

$\sigma - u_a$ è detta tensione totale

χ è un parametro funzione del grado di saturazione e del tipo di terreno pari ad 1 per i terreni saturi (principio di Terzaghi) e nullo per terreni asciutti (Blight G. E., 1961).

Espressioni analoghe furono introdotte, tra gli altri da Aitchinson G.D. (1973), Aitchinson G.D e Donald i.b. (1956) e Jennings J.E (1961).

Questo tipo di approccio fu rapidamente messo in crisi da sperimentazioni più accurate effettuate nel decennio successivo (Bishop A. W. e Blight G.E., 1963; Burland J.B., 1964; Escario V e Saez J., 1973; Jennings J.E e Burland J., B. 1962).

Fu evidenziato, infatti, che la risposta meccanica dei terreni non saturi può essere colta più efficacemente distinguendo due variabili di stato tensionale indipendenti: la tensione totale netta ($\sigma - u_a$) e la suzione ($u_a - u_w$) che rappresenta la scelta oggi più diffusa.

In generale nei *problemi di compressibilità* la suzione induce una riduzione della compressibilità ed un'aumento della pressione di preconsolidazione.

Anche nei *problemi di rottura* la suzione induce, in linea generale, un miglioramento delle caratteristiche meccaniche del terreno, dando luogo ad un aumento della resistenza al taglio.

La resistenza al taglio nei terreni parzialmente saturi può essere espressa dalla relazione di Fredlund et al. (1978):

$$\tau_f = c' + (\sigma_n - u_a) \tan \phi' + (u_a - u_w) \tan \phi^b;$$

in cui

τ_f è la resistenza al taglio del terreno non saturo;

c' coesione efficace del terreno;

ϕ' l'angolo di resistenza al taglio in termini di tensioni efficaci;

$\sigma_n - u_a$ tensione netta perpendicolare al piano di rottura;

$u_a - u_w$ suzione di matrice dei terreni;

ϕ^b angolo di resistenza al taglio relativo alla suzione di matrice.

Prove sperimentali condotte da Gan et al. (1988) e da Escario e Juca (1989) hanno evidenziato che la relazione che lega la resistenza alla suzione esibisce un comportamento non lineare; per valori di suzione approssimativamente inferiori al valore della pressione di gorgogliamento l'angolo ϕ^b è pari all'angolo di resistenza al taglio ϕ' mentre per valori più elevati decresce sensibilmente.

La non linearità del rapporto tra resistenza al taglio e suzione può essere espressa tramite la relazione proposta da Vanapalli et al.(1996):

$$\tau_f = c'(\sigma_n - u_a)\tan\phi' + (u_a - u_w) \left[\tan\phi' \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]$$

2.4 Cenni sui moti di filtrazione nei terreni parzialmente saturi.

Il moto di un fluido viscoso, attraverso un mezzo poroso saturo, avviene nei meati lasciati liberi dalle particelle solide. Il regime idraulico è di solito laminare ed il campo del vettore velocità è conservativo ed ammette, come potenziale la quota piezometrica h , quando non esistono gradienti di temperatura né di concentrazione di eventuali soluti disciolti.

Nel 1856, H. Darcy provò sperimentalmente che in un acquifero teorico di sezione S (poroso, continuo, omogeneo, isotropo e poggiante su un substrato impermeabile orizzontale) nel quale la falda defluisce in regime laminare, la portata Q è inversamente proporzionale alla lunghezza dell'acquifero (l) e direttamente proporzionale alla perdita di carico piezometrico (Δh):

$$Q = k_{sat} S \frac{\Delta h}{l}$$

in cui

k_{sat} (m/s) è un coefficiente di proporzionalità legato alle caratteristiche dell'acquifero.

Un fluido si muove quando nel sistema sono presenti gradienti di potenziali.

Con approccio termodinamico il potenziale si definisce come la differenza di energia libera specifica tra l'acqua presente nel suolo e quella nella condizione standard di riferimento (energia posseduta da una quantità unitaria di acqua pura, libera).

Il potenziale totale (Φ) si può considerare come somma di tre componenti:

$$\Phi = \Phi_g + \Phi_t + \Phi_p$$

in cui:

Φ_g = potenziale gravitazionale (dovuto agli effetti delle differenze di quota sullo stato energetico dell'acqua).

Φ_t = potenziale osmotico (dovuto agli eventuali soluti disciolti)

Φ_p = potenziale di pressione (comprende tutte le azioni che si esercitano sull'acqua nel suolo, tiene conto, quindi, dei legami con la matrice solida, della curvatura dei menischi acqua – aria, del peso dell'ammasso poroso sovrastante, della pressione della fase gassosa presente nell'ammasso poroso).

Il flusso dell'acqua q_w attraverso un terreno non saturo in condizioni isoterme si definisce attraverso l'equazione di Darcy generalizzata (Bear, 1972):

$$q_w = -k_w \nabla \Phi \quad (\text{velocità di Darcy})$$

in cui:

k_w è la conducibilità idraulica per un terreno parzialmente saturo;

Φ è il gradiente del potenziale totale.

Il flusso è sempre riferito all'intera sezione ortogonale al moto. Tale sezione interseca tutte le fasi (aria, acqua, solido), ma il flusso avviene solo attraverso le porzioni di tale sezione occupate dalla fase liquida.

Il flusso, dunque, a parità di gradiente, si riduce al ridursi del contenuto d'acqua.

La permeabilità è, quindi, una funzione del contenuto d'acqua e, conseguentemente, tramite la curva caratteristica (vedi paragrafo successivo), del potenziale.

In definitiva, al crescere della suzione, la fase liquida diventa più discontinua e inoltre occupa i vuoti di minore dimensione, sarà pertanto necessario un gradiente maggiore per mettere in movimento un'assegnata portata d'acqua.

È possibile, quindi, definire una curva di conducibilità idraulica in cui la k è rappresentata in funzione del contenuto d'acqua. Anche questa curva, come quella di ritenzione idrica, presenta un'isteresi. (inserisci figura della curva)

2.4.1 Equazione del moto di filtrazione in un terreno parzialmente saturo

Al fine di ricavare l'equazione del moto di un fluido in un terreno parzialmente saturo all'equazione di Darcy generalizzata, va affiancata l'equazione di continuità.

Ipotizzando l'incompressibilità del fluido, il principio di conservazione della massa all'interno di un volumetto elementare può scriversi nel seguente modo:

$$\nabla \cdot (\rho \theta) + \frac{\partial}{\partial t} (\rho \theta) = 0$$

in cui:

t è il tempo;

ρ è la densità del fluido;

θ il contenuto d'acqua volumetrico.

Sostituendo l'equazione di Darcy generalizzata nell'equazione di continuità e introducendo la relazione $\theta(h)$ si ottiene l'equazione di Richards (1931)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot \left(k_w \frac{\partial h}{\partial \theta} \nabla \theta \right) = \nabla \cdot (D(\theta) \nabla \theta)$$

in cui:

$D(\theta)$ prende il nome di diffusività idraulica.

Lo studio dei processi di filtrazione nei terreni parzialmente saturi può essere affrontato solo una volta che siano note le funzioni $k_w(h)$ e $\theta_w(h)$

Per la previsione e l'innescio di fenomeni franosi ad opera di eventi meteorici è fondamentale lo studio dell'infiltrazione, al fine di conoscere i tempi di saturazione, le variazioni di contenuto d'acqua e quindi di resistenza dei terreni presenti.

2.4.2 Il fenomeno d'isteresi legato ai cicli di umidificazione ed essiccamento.

Le curve del potenziale acqua – terreno, dette anche curve di ritenzione idrica o curve caratteristiche, sono il legame funzionale che intercorre tra l'energia necessaria per estrarre l'acqua dal terreno, ed il contenuto d'acqua volumetrico θ_w . È noto che la pressione neutra negativa contribuisce ad accrescere la resistenza al taglio del terreno, per questo il suo decadimento, legato all'infiltrazione dell'acqua piovana, può essere la causa dell'innescio dei fenomeni di frana. La fenomenologia è tuttavia complessa perché i terreni in posto sono soggetti a cicli stagionali di umidificazione ed essiccamento. Questi cicli che generano un fenomeno d'isteresi, hanno indubbiamente degli effetti sui terreni che non è facile individuare. È noto che le curve di ritenzione idrica possono essere determinate anche in laboratorio sia su provini prelevati da campioni indisturbati sia su provini ricostituiti in laboratorio. In entrambi i casi possono essere determinate le curve sia in fase di essiccamento sia in fase di umidificazione, è ben noto che le due curve non coincidono e, quindi, ad un valore di θ_w corrispondono due o più valori di pressione dell'acqua. Nella figura 6 sono riportate le curve di umidificazione ed essiccamento ricavate da Baver (1942) per l'argilla di Grenville con l'indicazione dei metodi da utilizzare per ricavare le curve complete. È noto, infatti, che la variazione dell'energia per il sistema acqua terreno può coprire fino a 7 – 8 ordini di grandezza per questo Schofield (1935) ha introdotto il parametro pF che è il logaritmo in base 10 della pressione dell'acqua espressa in centimetri di colonna d'acqua. Le diverse tecniche per determinare la curva completa sono, ovviamente, tra loro complementari, infatti, i campi di valori determinati si sovrappongono come si può rilevare dalla figura 6. Una rassegna completa delle tecniche usate per ricavare le curve di ritenzione idrica è stata presentata da Croney e Coleman (1960) e da Croney (1977). In tempi recenti sono state proposte delle tecniche, peraltro già note in pedologia, per coprire campi di pressione molto ampi e tali da permettere di ricavare la curva di suzione con un unico tipo di prova (Esposito,

1995). Nel diagramma di figura 7 sono riportate diverse curve $pF - w$ ricavate per diversi tipi di terreno (Klausner, 1991). Invertendo gli assi coordinati di queste curve, in pratica scambiando ascisse ed ordinate, e ricordando la semplice relazione che intercorre tra il rapporto dei vuoti, e , ed il contenuto di umidità per un valore di saturazione pari all'unità, e cioè:

$$e = \frac{\Theta_w}{1 - \Theta_w} = G_s w \quad (1)$$

si ottengono le curve $e - \log p'_m$ di figura 8. La convertibilità delle curve del potenziale capillare in curve edometriche, e/o di compressione isotropa, non deve sorprendere se si considera che tutte le tecniche per determinare la suzione hanno un denominatore comune che quello di fornire energia per estrarne una certa quantità d'acqua. Nel processo di consolidazione l'energia è fornita sotto forma di pressione, tuttavia nella realtà dei fatti la natura dell'energia è immateriale. Ciò sta a significare che può presentarsi sotto diverse forme come pressione idraulica (pressione), termica (essiccamento), osmotica, elettrica (elettroforesi), ecc.

Appare evidente, quindi, che vi è equivalenza tra la depressione che agisce sull'acqua di porosità, e ne controlla il comportamento, e gli effetti della pressione sferica. Nel caso in cui un provino è consolidato sotto una pressione efficace p'_m , se questa è rimossa all'interno del provino si genera una pressione sferica pari proprio a p'_m che controlla l'acqua di porosità come avviene per il potenziale capillare. Da quanto detto appare evidente che la curva edometrica, e/o di consolidazione isotropa, e quella di suzione, sono realmente interconvertibili. La coincidenza tra curva $pF - \theta_w$ e curva di consolidazione sembra discendere anche dal fatto che entrambe presentano un marcato fenomeno di isteresi, tra fase di carico e scarico (essiccamento e umidificazione). L'esistenza dell'isteresi anche per la consolidazione implica che ad un assegnato valore della pressione p'_m possono corrispondere più valori del rapporto dei vuoti, e , e viceversa. La difficoltà da affrontare quando si tratta di un fenomeno d'isteresi, è che la relazione funzionale tra i due parametri coinvolti non è univoca, tuttavia questa difficoltà può essere superata con considerazioni di carattere termodinamico. Il concetto d'isteresi, infatti, comporta dissipazione d'energia da parte del sistema per vincere le forze che si oppongono alla diminuzione di volume del terreno.

CAPITOLO 3

FRANOSITÀ NEL TERRITORIO COMUNALE DI NAPOLI

- **3.1 INTRODUZIONE**
- **3.2 FRANOSITÀ NEL TERRITORIO COMUNALE DI NAPOLI**

3.1 Introduzione

L'area oggetto di questo studio è, in particolare, la Collina dei Camaldoli, un alto topografico (458 m.s.l.m.) limitato a SW da due conche semi circolari ("Cratere di Pianura e di Soccavo). Essa ricade all'interno del territorio comunale di Napoli. Tale area collinare è interessata da un intenso dissesto idrogeologico, che ha assunto velocità notevoli specie negli ultimi decenni.



Foto 3.1 Ortofoto del rischio 1.25000 (Ministero dell'Ambiente)

3.2 Franosità nel territorio comunale di Napoli

In concomitanza di eventi meteorici particolari alcuni settori del territorio comunale di Napoli vengono investiti da notevoli processi di trasporto solido a causa delle acque dilavanti con conseguenti forti disagi (tabella 3.2).

| # | Data | Circoscrizione-Località | L (m) | H (m) | V (m ³) |
|----|-----------|--|-------|-------|---------------------|
| 1 | feb-97 | Arenella - Case Vecchie | 16 | 14 | 100 |
| 2 | inv 96-97 | Arenella - Vallone Verdolino | 130 | 95 | 260 |
| 3 | gen-97 | Pianura - Camaldoli (Bellavista) | 140 | 80 | 1300 |
| 4 | gen-97 | Pianura - Camaldoli (Bellavista) | 60 | 55 | 200 |
| 5 | gen-97 | Pianura - Camaldoli (Bellavista) | 140 | 110 | 40 |
| 6 | gen-97 | Pianura - Camaldoli | 140 | 100 | 150 |
| 7 | gen-97 | Pianura - Camaldoli (Eremo) | 105 | 100 | 180 |
| 8 | gen-97 | Pianura - Camaldoli | 120 | 90 | 270 |
| 9 | gen-97 | Pianura - Camaldoli | 110 | 90 | 150 |
| 10 | gen-97 | Pianura - Camaldoli | 50 | 30 | 250 |
| 11 | gen-97 | Pianura - Bosco del Lupo | 25 | 20 | 350 |
| 12 | gen-97 | Pianura - Bosco del Lupo | 15 | 20 | 120 |
| 13 | inv 96-97 | Pianura - Bientola | 40 | 25 | 100 |
| 14 | inv 96-97 | Pianura - Bientola | 15 | 10 | 100 |
| 15 | inv 96-97 | Pianura - Bientola | 40 | 30 | 500 |
| 16 | inv 96-97 | Stella S. Carlo Arena - Case De Rosa | 15 | 15 | 100 |
| 17 | gen-97 | Fuorigrotta - Agnano (Pigna S. Nicola) | 60 | 40 | 60 |
| 18 | gen-97 | Fuorigrotta - Agnano (Vallone del Corvo) | 60 | 60 | |
| 19 | inv 96-97 | Fuorigrotta - Agnano (Grotta del Cane) | 80 | 60 | 50 |
| 20 | gen-97 | Fuorigrotta - Agnano (Monte S. Angelo) | 40 | 30 | 60 |
| 21 | gen-97 | Soccavo - Camaldoli (Bellavista) | 140 | 120 | 1000 |
| 22 | gen-97 | Soccavo - Camaldoli (Bellavista) | 60 | 50 | 150 |
| 23 | gen-97 | Soccavo - Camaldoli (Bellavista) | 65 | 50 | 150 |
| 24 | gen-97 | Soccavo - Camaldoli (Eremo) | 180 | 140 | 400 |
| 25 | gen-97 | Soccavo - Camaldoli (Eremo) | 320 | 220 | 500 |
| 26 | gen-97 | Soccavo - Camaldoli (Eremo) | 30 | 25 | 100 |
| 27 | gen-97 | Soccavo - Camaldoli (Torre di Lopa) | 220 | 210 | 1000 |

Tabella 3.2 Colate rapide nel territorio comunale di Napoli

In tali circostanze, alcune aree poste ai piedi dei rilievi collinari della città subiscono l'arrivo di ingenti masse d'acqua, fango, detriti e blocchi tufacei, caratterizzati da un'altezza del tirante idrico anche di 0,5-0,8 m in grado di percorrere notevoli distanze all'interno delle aree urbanizzate, anche laddove l'inclinazione del piano campagna è di pochi gradi.

Tale problematica ha assunto notevole importanza poiché, negli ultimi decenni, il tessuto urbanistico si è sviluppato in contesti ad elevata fragilità territoriale quali le zone pedemontane. La crescente aggressione territoriale, spesso all'insegna dell'abusivismo, ha impegnato progressivamente aree ad iniziale vocazione agricola, connotate da acclività non trascurabili (anche superiori ai 40°) su cui sono state operate alterazioni delle originarie morfologie di enorme portata.

La distribuzione areale delle frane si può osservare in fig. 3.3, una carta inventario delle frane recenti (1996-2000) e storiche (1886-1996), dalla quale si evince che esse sono presenti in tutte e quattro le aree collinari (Camaldoli, Agnano, Posillipo e Capodimonte).

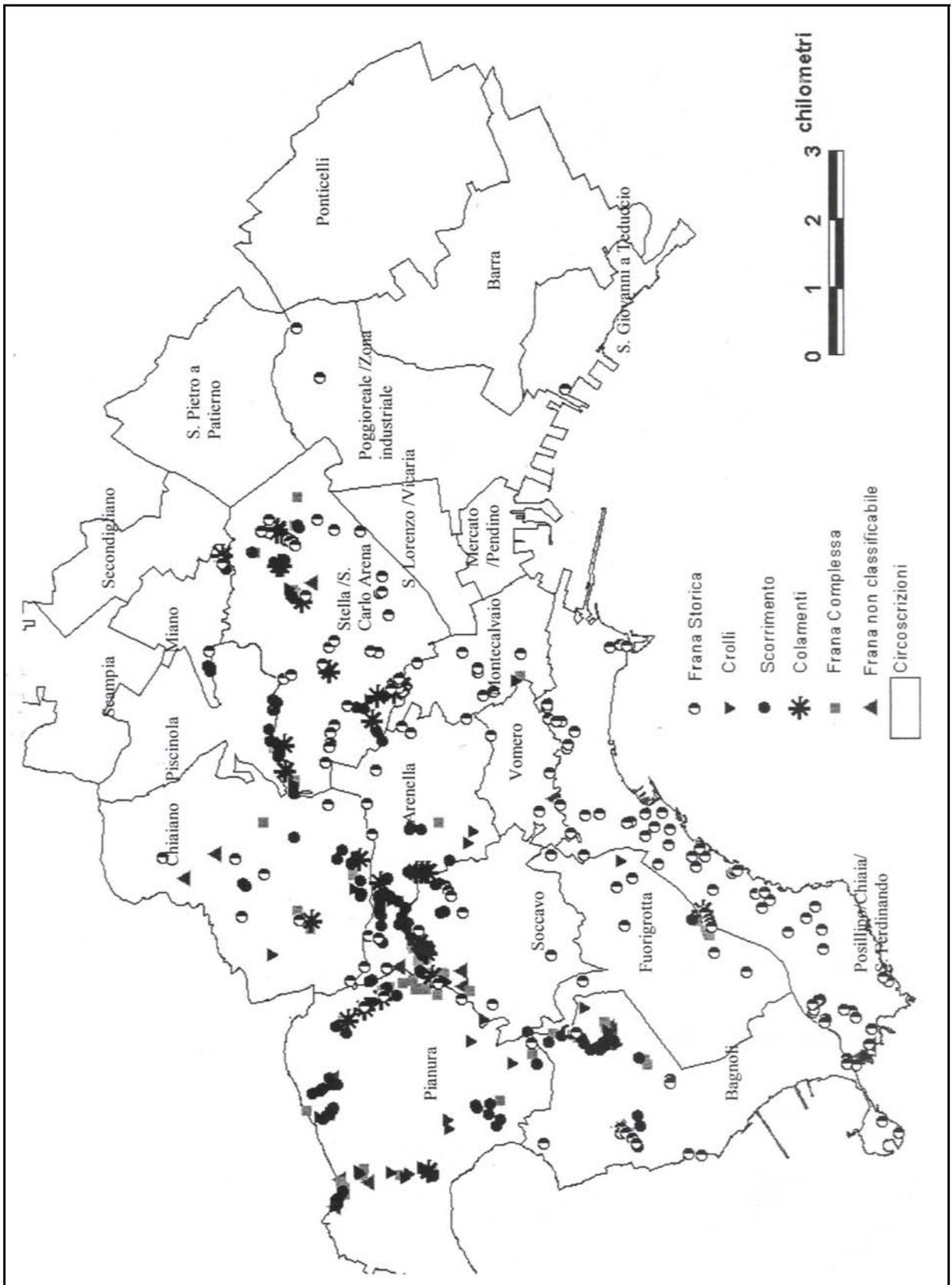


Figura 3.3 Carta inventario delle frane recenti (1996-2000) e storiche (1888-1996) (C.U.G.R.I.)

Il numero di frane censite dal 1996 al 2000 è di oltre 300, di cui: il 10% sono crolli, il 52% scorrimenti e il 38% colate.

In particolare, il versante meridionale della collina dei Camaldoli è caratterizzato dalla presenza di vistosi fenomeni di scorrimento – colata, nonché da processi di erosione areale diffusa, da subordinati fenomeni erosionali lineari e da diffusi distacchi di blocchi dalle pareti di T.G.N.

Nelle aree del settore occidentale, invece, il trasporto in massa e l'erosione lineare assumono un rilievo primario rispetto ai movimenti franosi.

La distribuzione percentuale delle frane, relativa al periodo 1986-1996, nella circoscrizione di Pianura è del 26%; la tipologia largamente prevalente è data dagli scorrimenti traslativi, seguita da fenomeni complessi, in gran parte rappresentati da scorrimenti traslativi evoluti in colamento (Calcaterra e Guarino, 1999), fig. 2.2. I fenomeni franosi sono stati classificati secondo Varnes (1978) e Cruden e Varnes (1996).

Le frane, per lo più superficiali, interessano spessori compresi tra 0,50 m e 1,5 m circa e si verificano in corrispondenza di eventi piovosi di particolare intensità e durata.

I versanti lungo i quali si sono attivati gli scorrimenti e gli scorrimenti-colate presentano inclinazioni, calcolate per l'area di distacco, comprese tra poco meno di 30° e oltre i 60°. I volumi coinvolti sono in genere modesti (dell'ordine di centinaia di mc) e il potenziale d'invasione, espresso dal rapporto H/L (dove H è il dislivello tra la quota massima dell'area di distacco e il piede della frana e L è la distanza percorsa dal materiale) è ≤ 1 , quindi basso.

Ciò nonostante, la pericolosità di tali eventi, ed il rischio ad essi conseguente, è da ritenersi elevata per la presenza di insediamenti abitativi sia al piede che nelle porzioni medio-alte della collina.

CAPITOLO 4 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO.

- **4.1 BREVE INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE DELLA PIANA CAMPANA**
- **4.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E DEI CAMPI FLEGREI;**
- **4.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO DEI CAMPI FLEGREI;**
- **4.4 LA COLLINA DEI CAMALDOLI.**
 - 4.4.1 INTRODUZIONE
 - 4.4.2 UNITÀ STRATIGRAFICHE
 - 4.4.3 TETTONICA E VULCANO-TETTONICA
 - 4.4.4 GEOMORFOLOGIA DELLA COLLINA DEI CAMALDOLI, VERSANTE DI PIANURA

4.1 Breve inquadramento geologico strutturale della Piana Campana

La vasta area pianeggiante, compresa tra il mar Tirreno, il Mt Massico, i monti di Caserta ed il Vesuvio, è denominata Piana Campana; in essa in epoca storica, e specie durante il Quaternario recente, si sono avuti importanti fenomeni vulcanici che hanno contribuito a definire l'assetto morfologico attuale.

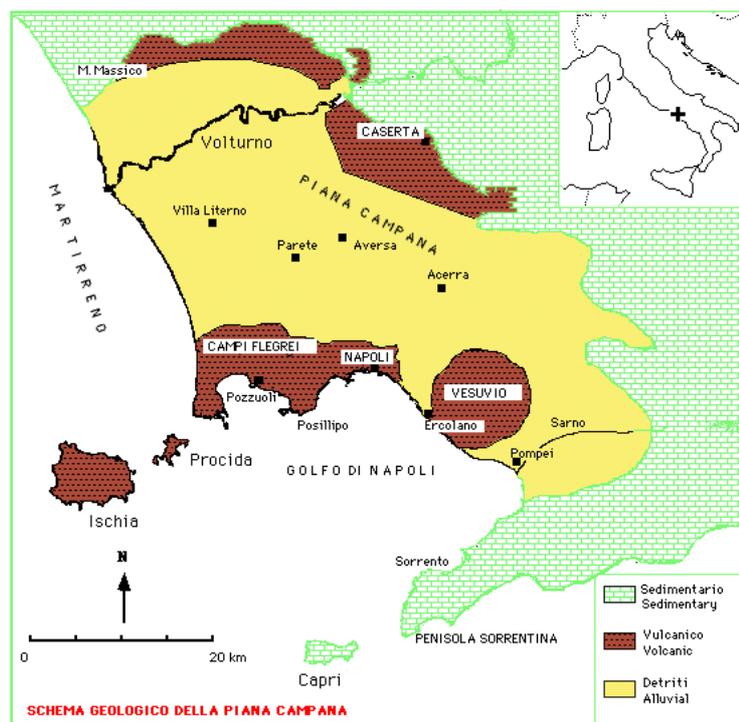


Fig.4.1 Schema geologico della Piana Campana

Dal punto di vista geologico-strutturale, la Piana Campana rappresenta un grande graben. Impostatosi probabilmente durante il Pliocene Superiore e sottoposto, poi, ad un accentuato sprofondamento durante il Quaternario (Ippolito, Ortolani e Russo, 1973), all'interno di esso si sono accumulati potenti depositi continentali, marini e vulcanici (fig 4.1).

In particolare, nella zona compresa tra i Campi Flegrei ed il fiume Volturno si sono impostati antichi edifici vulcanici, ricoperti successivamente da depositi recenti.

In superficie, ai margini della Piana, sono ben osservabili faglie dirette, orientate in direzione NE-SW e NW-SE, che hanno determinato, in almeno due fasi (nel Quaternario), rigetti verticali complessivi intorno ai 5.000 m con il graduale sprofondamento delle rocce carbonatiche, appartenenti a due distinte unità sovrapposte (Pescatore e Sgrosso,1973; Sgrosso,1974) affioranti tutto intorno al graben, al di sotto di elevati spessori di depositi alluvionali e vulcanici quaternari.

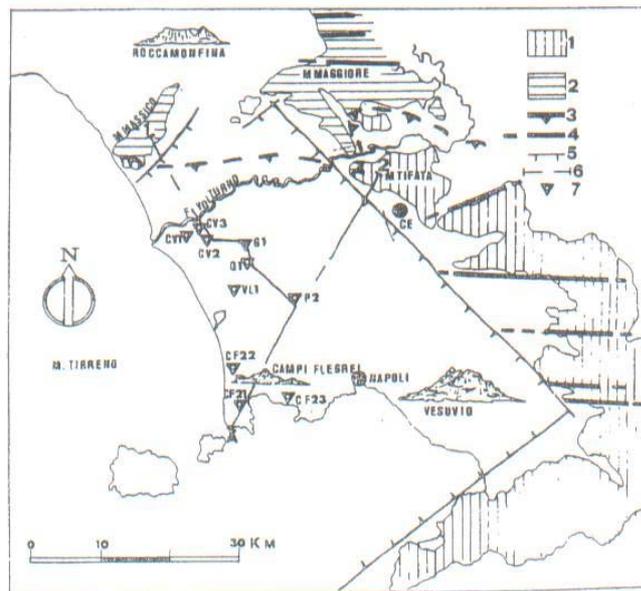


Fig.4.2 Schema tettonico della Piana Campana e delle aree circostanti: 1 unità carbonatiche della piattaforma campano-lucana; 2 unità carbonatiche della piattaforma abruzzese-campana; 3 fronte di sovrascorrimento dell'unità della piattaforma campano-lucana; 4 strutture mioceniche; 5 faglie dirette quaternarie; 6 traccia delle sezioni geologiche interpretative; 7 sondaggi meccanici.

Nelle rocce carbonatiche sono ben visibili anche le strutture mioceniche, connesse ai fenomeni di sovrascorrimento che hanno interessato la copertura sedimentaria triassico-miocenica; esse hanno orientamento W-E, sono costituite da una serie di monoclinali immergenti a Nord e delimitate a Sud da faglie dirette (Di Nocera, Ortolani e Torre, 1976).(figura 4.2).

Le aree vulcaniche marine antistanti la Piana (Isole Pontine ed Ischia) sono da mettere in relazione principalmente con strutture recenti ed antiche parallele alla catena appenninica, lungo una fascia dove, al di sotto dei depositi del Miocene superiore, Pliocene e Quaternario, si ha il probabile contatto tra la crosta assottigliata di tipo tirrenico e quella deformata ed ispessita sottostante la catena (Giese e Morelli, 1973).

I fenomeni vulcanici dell'area Flegrea, del Roccamonfina e del Somma-Vesuvio, ubicati nelle zone di massimo sprofondamento, sono da mettere in connessione con le strutture tettoniche recenti (Olivieri, 1966; Ippolito, Ortolani e Russo, 1973).

4.2 Inquadramento geologico dei Campi Flegrei.

Nel settore centrale della Piana Campana, ad Ovest della città di Napoli, è situato l'ampio complesso vulcanico dei Campi Flegrei, la cui attività si è esplicitata in seguito alle fasi tettoniche distensive plio-quadernarie che hanno portato alla formazione della stessa (Rittman et alii, 1950; Luongo et alii, 1991) (figura 4.3;).

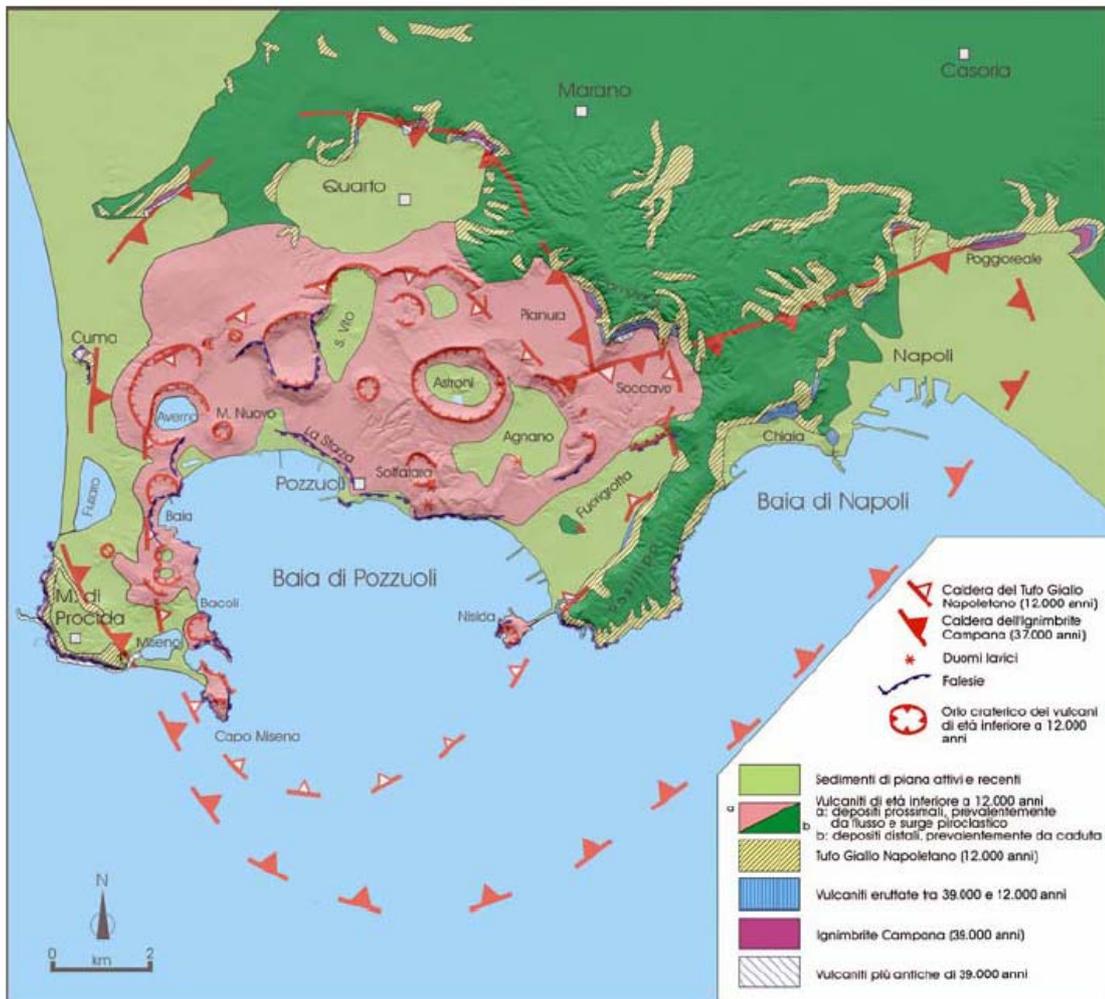


Figura 4.3 Carta geologica schematica dell'area napoletano-flegrea (modificato da Orsi et al., 1996)

La depressione dei Campi Flegrei è una struttura calderica all'interno della quale, negli ultimi 39000 anni, sono stati attivi più di settanta centri eruttivi. Tale struttura deriva dalla sovrapposizione di due principali episodi di sprofondamento (Orsi et al., 1996) connessi all'eruzione dell'ignimbrite Campana (IC- 39000 anni; De Vivo et al., 2001) e del Tufo Giallo Napoletano (TGN; 12.000 anni; Alessio et al., 1973).

La definizione della storia geologica è stato oggetto di molti studi, a partire dal secolo scorso (Johnston Lavis,1889; Dell'Erba, 1892; De Lorenzo ,1904;; Ritmann,1950; Scherillo, 1953,1955; Scherillo e Franco, 1960,1967; Rosi et al., 1983; Di Girolamo et al., 1984; Rosi e Sbrana ,1987; Barberi et al.,1991). L'interpretazione di nuovi dati stratigrafici sia di superficie che di sottosuolo , anche alla luce di tutti i dati pregressi, ha consentito recentemente (Orsi et al., 1996,; Di Vito et al.,1999) una dettagliata ricostruzione della storia vulcanica e deformativa dei Campi Flegrei. La ricostruzione degli eventi vulcanici susseguitisi nel sistema Flegreo è stata realizzata avvalendosi di marker stratigrafici, quali la Formazione del Tufo Giallo Napoletano e l'Ignimbrite Campana come segue:

- Vulcanismo più recente di 12000 anni;
- Eruzione del Tufo Giallo Napoletano;
- Vulcanismo di età compresa tra i 39.000 e i 12.000;
- Eruzione dell'Ignimbrite Campana;
- Vulcanismo più antico di 39.000 anni;

Dal punto di vista strutturale , l'elemento più importante è dato dalla caldera dei Campi Flegrei; essa costituisce una struttura complessa, risultante da due fasi principali di collasso, connesse alle eruzioni della Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano; quella più recente si è formata nel settore sud-occidentale della precedente ed è stata sede di una intensa attività vulcanica e vulcanotettonica più recente. (figura 4.4).

Vulcanismo più antico di 39.000 anni.

Le rocce più antiche sono esposte solo lungo le scarpate che bordano i Campi Flegrei. Esse comprendono i duomi lavici di Punta Marmolite e di Cuma, i depositi piroclastici dei Tufi di Torre Franco e il relitto del Tufo di Monte Grillo. In una cava ubicata lungo il versante che delimita a nord est la piana di Quarto sono ben esposti i depositi piroclastici, intercalati da paleosuoli, di almeno dieci diverse eruzioni. Depositi piroclastici alla stessa altezza stratigrafica sono stati perforati a Poggioreale, Capodimonte, Ponti Rossi, Chiaiano e Secondigliano.

A questa attività, concentrata nella parte occidentale dei Campi Flegrei, segue l'eruzione dell'Ignimbrite Campana.

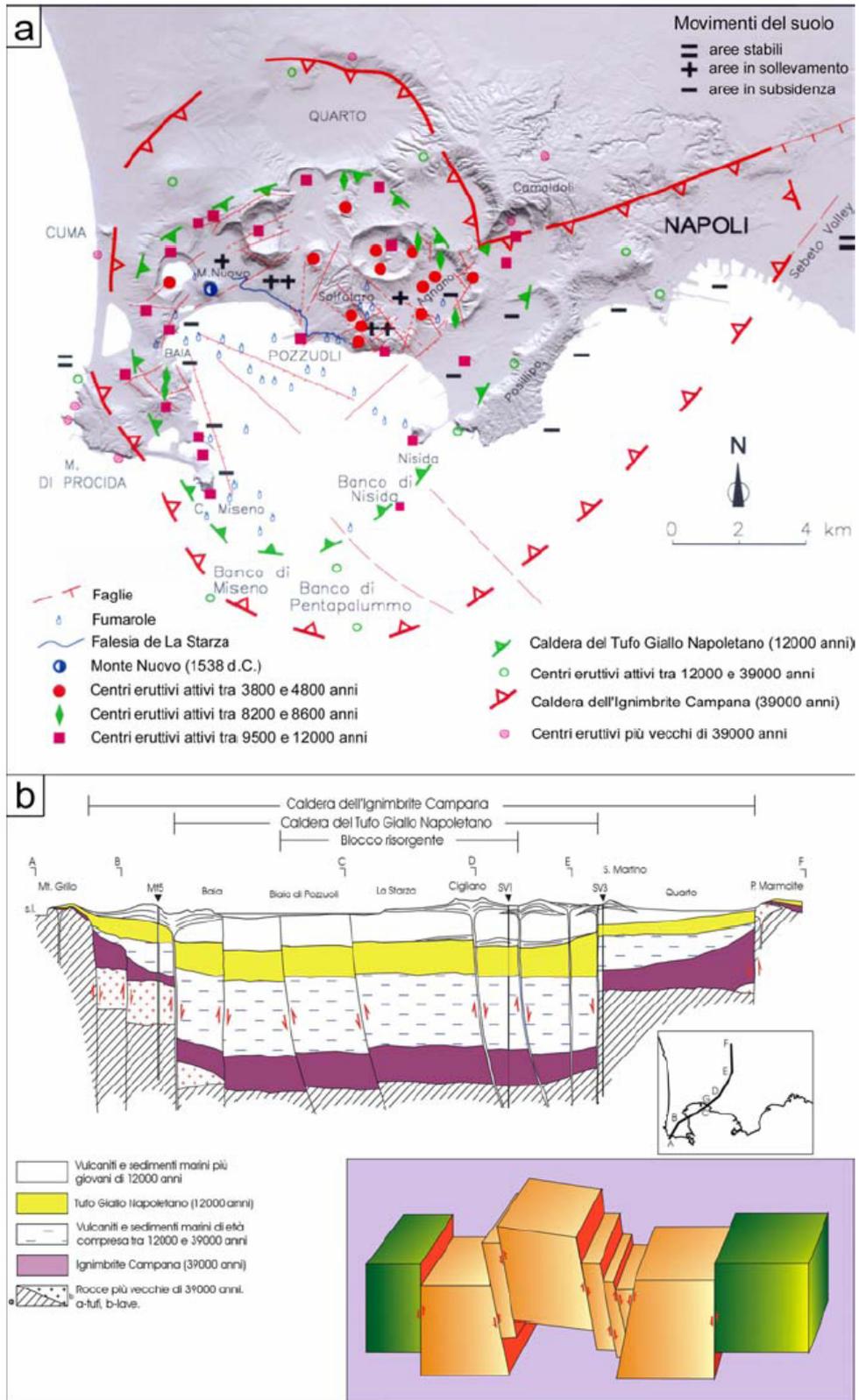


Figura 4.4 a) Carta strutturale della caldera dei campi flegrei; b) sezione geologica orientata SW-NE (la traccia è riportata nell'inserto) e modello di risorgenza a blocchi per taglio semplice (modificato da Orsi et al., 1991,1996,1999;Di Vito et al.,1999).

L'Ignimbrite Campana (39000 anni)

L'Ignimbrite Campana è il deposito piroclastico a più ampia distribuzione areale (Fig. 4.5) della Campania; esso, infatti, ha coperto un'area di circa 30.000 Km², con un volume di magma eruttato di circa 150 Km³ (Fisher et al., 1993; Civetta et al., 1997).

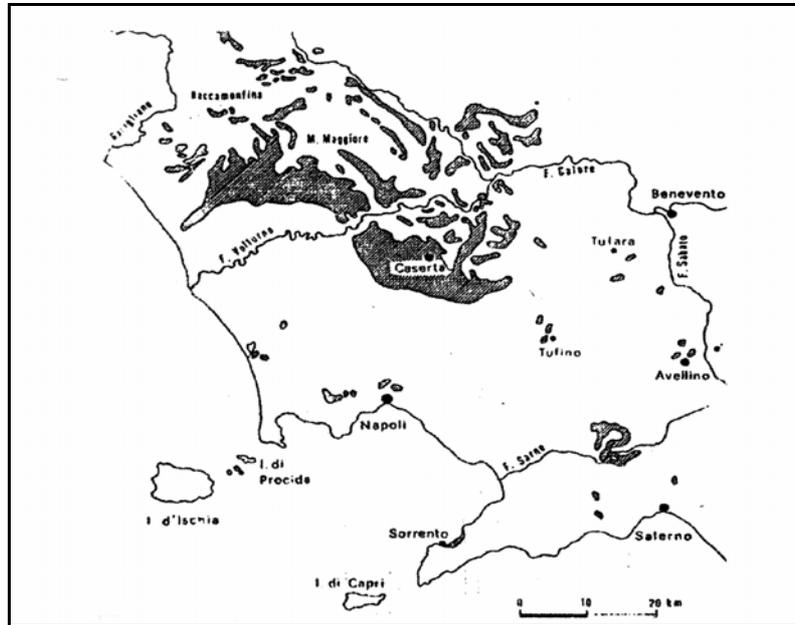


Figura 4.5 Attuale distribuzione dell'Ignimbrite Campana

Secondo alcuni autori (Barberi et al., 1978) è il prodotto dell'eruzione esplosiva a più alta *magnitudo* avvenuta nell'area mediterranea negli ultimi 200000 anni. Attualmente, la distribuzione dell'Ignimbrite Campana è solo la quindicesima parte del totale, poiché l'erosione e la deposizione di sedimenti ne hanno obliterato l'affioramento. In riferimento alla genesi di tale deposito, vi sono diverse ipotesi tra loro contrastanti. Alcuni autori (Di Girolamo, 1970; Barberi et al., 1978; Di Girolamo et al., 1984) ipotizzano che la zona di emissione del flusso sia una frattura arcuata, presente lungo la parte Nord dei Campi Flegrei e del Golfo di Napoli, e ritengono che l'eruzione abbia provocato lo sprofondamento di un'ampia area che comprende i Campi Flegrei e parte del golfo di Napoli. Secondo altri (Rosi e Sbrana, 1987), la frattura avrebbe una geometria anulare intorno ai soli Campi Flegrei e dopo questa eruzione si sarebbe formata la caldera flegrea.

Lirer et al. (1987) e Scandone et al. (1991) ritengono che lo sprofondamento calderico sia avvenuto in seguito, dopo l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, e collocano i centri eruttivi dell'Ignimbrite Campana lungo una frattura con direzione NE-SO passante per Napoli e delimitante, a Nord, la Piana di Acerra (Scandone et al., 1991).

Sulla base dello studio di una sequenza carotata in località Ponti Rossi, integrati con i dati disponibili in letteratura (Fisher et al., 1993; Rosi et al., 1996, 1999; Civetta et al., 1997; Ort et al., 1999, 2002; Signorelli et al., 1999, 2001) Pappalardo et al. (2002) hanno ricostruito la storia dell'eruzione e del relativo collasso calderico.

L'eruzione probabilmente iniziò con esplosioni freatomagmatiche seguite dalla formazione di una colonna eruttiva pliniana che generò un deposito piroclastico da caduta disperso verso est. Verso la fine di questa fase, la colonna diventò instabile e pulsante, finché collassò in concomitanza con l'inizio del collasso calderico. A questo punto si formarono flussi piroclastici che superarono barriere morfologiche alte più di 1000 m. Durante la successiva fase di maggior collasso calderico, si formarono ulteriori flussi espansi. Verso la fine dell'eruzione si generarono flussi più densi che percorsero distanze relativamente più brevi. La messa in posto di questo flusso piroclastico è stata controllata dalla morfologia preesistente che ne ha permesso lo sviluppo e l'espansione nelle valli retrostanti la Piana Campana, tra i rilievi calcarei mesozoici. L'Ignimbrite Campana, come accennato sopra, è un deposito da flusso piroclastico caratterizzato da un'elevata viscosità e da una temperatura relativamente bassa (Barberi et al., 1978), con caratteristiche variazioni tessiturali verticali. Dalla zona basale, non sempre presente, cineritica non saldata, si passa ad una zona intermedia più spessa, scarsamente saldata, con abbondanti pomici e tessitura da eutassitica a caotica verso l'alto; nella parte alta del deposito si arriva ad una zona non saldata a tessitura caotica. Le pomici presentano una gradazione inversa, mentre i frammenti litici hanno una gradazione diretta. Nella zona intermedia sono spesso presenti una fessurazione colonnare e pipes structures.

Altra caratteristica macroscopica osservabile in questo deposito è la variazione, spesso graduale, di colore dal grigio al giallo per fenomeni idrotermali.

La tipica facies grigia dell'Ignimbrite consiste di pomici e frammenti litici dalle svariate dimensioni, immerse in una matrice di fondo cineritica, che rappresenta circa il 90% del volume totale. Nella facies gialla, invece, è presente una pronunciata zeolitizzazione secondaria.

In diversi momenti dell'eruzione si generarono quattro depositi di breccia che furono distribuiti nelle vicinanze delle aree di emissione. Rosi et al (1983) e Rosi e Sbrana (1987) comprendono nell'Ignimbrite Campana anche depositi chiamati "Piperno" ed alcune brecce dette "Breccia Museo". Il flusso piroclastico avrebbe abbandonato questo materiale grossolano e pesante nelle zone vicine al punto di emissione. Al contrario, Lirer et al. (1992) e Perrotta et al. (1993) riconoscono in queste brecce il deposito di eruzioni posteriori.

Il collasso della caldera, il cui margine strutturale non è attualmente esposto, si realizzò attraverso sia la formazione di nuove faglie che la riattivazione di strutture a carattere regionale preesistenti. L'area collassata prevede una parte emersa e una sommersa.

Nella parte sommersa il margine della caldera è stato ricostruito sulla base di evidenze geofisiche, morfologiche e strutturali (Orsi et al., 1996). Nella parte emersa superfici ad alto angolo coperte, in discordanza angolare, da successioni di rocce più recenti dell'Ignimbrite Campana, rappresentano il prodotto dell'evoluzione morfologica di scarpate di

faglia prodottesi durante il collasso della caldera e ne definiscono il margine topografico. Tali superfici affiorano a Monte di Procida, Cuma, San Severino, lungo i margini della piana di Quarto e Pianura, e costituiscono l'allineamento Camaldoli- Poggioreale. La Caldera dei Campi Flegrei copre un'area di 230 Km² e racchiude tutti i centri eruttivi attivi successivamente all'eruzione dell'Ignimbrite Campana. Assumendo uno sprofondamento medio di circa 700 m, come suggerito dalle perforazioni profonde (AGIP, 1987), il volume del collasso è di circa 160 Km³, in buon accordo con il volume stimato di magma eruttato nel corso dell'eruzione (150 Km³).

Vulcanismo tra 39.000 e 12.000 anni

Le rocce eruttate nel periodo di tempo compreso tra l'eruzione dell'IC e quella del Tufo Giallo Napoletano, sono esposte lungo il bordo della caldera dell'Ignimbrite Campana, all'interno della città di Napoli e i versanti nord occidentale e sud occidentale della collina di Posillipo. La maggior parte delle rocce esposte rappresenta il prodotto di eruzioni esplosive a carattere generalmente freatomagmatico. Le caratteristiche tessiturali e sedimentologiche delle rocce in affioramento, indicano che i centri eruttivi erano ubicati all'interno della Caldera dell'Ignimbrite Campana, Formazione del vulcano di Solchiaro (Procida), dalla Formazione del vulcano di Torregaveta e dalla deposizione dei Tufi Biancastri (affioranti a Soccavo) e dei Tufi Antichi (affioranti nella zona urbana di Napoli).

Il Tufo Giallo Napoletano (12.000 anni)

Riguardo la sua genesi, esistono pareri controversi. Alfred Rittman (1950) riteneva che tutti i depositi di tufo giallo affioranti nei Campi Flegrei e nella città di Napoli fossero il risultato di eruzioni differenti. Più recentemente, Rosi et al. (1983) e Rosi e Sbrana (1987) concordano con Rittman, mentre altri autori (Lirer e Munno, 1976 e Di Girolamo et al., 1984) ritengono che almeno i depositi di tufo giallo, che si trovano vicino al bordo dei Campi Flegrei, all'interno della depressione, siano stati emessi da un'unica eruzione, cui sarebbe anche legato il collasso dell'area (Lirer et al., 1987). In uno degli ultimi lavori proposti, basato su dettagliati studi stratigrafici, granulometrici e geochimici, Scarpati e Cole (1993) confermerebbero l'ipotesi di una sola eruzione. Questi ultimi ricostruiscono l'evoluzione dell'eruzione attraverso la sequenza dei prodotti (i depositi basali, formati da strati alternati di pomice e ceneri, deriverebbero da una fase eruttiva iniziale freato-pliniana, seguita da una violenta fase di surge e flussi piroclastici) e collocano il centro di emissione in una zona ubicata a NE dei Campi Flegrei. Il Tufo Giallo Napoletano consiste in un vasto deposito da flusso piroclastico, di colore giallastro e grigiastro a struttura da massiva a stratoide, costituito da pomice, frammenti lavici e tufacei immersi in una matrice cineritica, con una composizione

variabile da trachitica a fonolitica, probabilmente risultato di una camera magmatica zonata (De Gennaro et al., 2000).

L'intera sequenza del Tufo Giallo Napoletano è stata suddivisa in due membri, denominati membro inferiore e membro superiore, distinguibili per caratteristiche tessiturali e sedimentologiche, area di dispersione e composizione chimica (Orsi et al., 1992, 1995). Il passaggio tra i due membri è definito da una brusca variazione delle caratteristiche tessiturali del deposito e/o da una discordanza angolare. Il Membro Inferiore è disperso su un'ampia superficie: è stato rilevato, infatti, fino a 35 Km dall'area di emissione ed è costituito da diverse unità da caduta, intercalate da numerosi livelli di cenere a grana fine, con intervalli contenenti lapilli accrezionali e vescicolari.

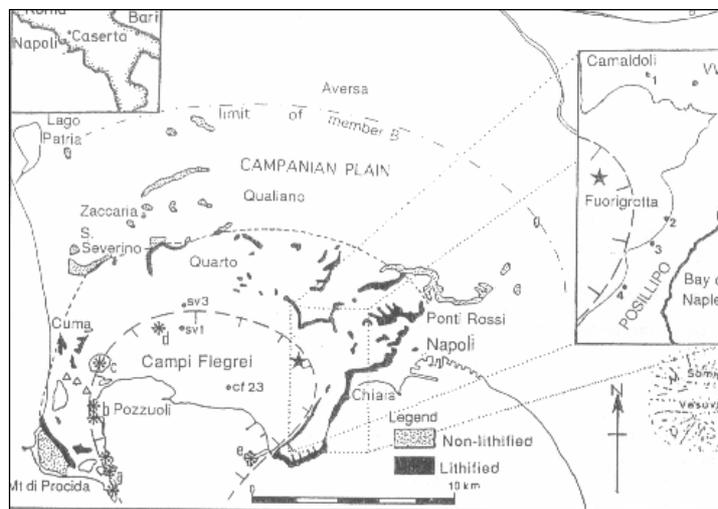


Figura 4.6 Carta della distribuzione delle facies del TGN (Scarpati et al, 1993)

Il Membro Superiore, rilevato fino a circa 14 Km dall'area di emissione, è costituito da una sequenza di depositi da flusso e surges piroclastici, le cui caratteristiche variano considerevolmente in funzione della distanza dal centro di emissione e della posizione rispetto al margine della caldera. All'interno della caldera, infatti, prevalgono i depositi da flusso piroclastico, mentre i livelli da surges piroclastici dominano al di fuori della stessa.

I depositi del Membro Superiore sono costituiti da alternanze di livelli di ceneri a differente granulometria, da massivi a laminati, con pomice e frammenti litici dispersi, caratterizzati generalmente da un elevato grado di litificazione per zeolitizzazione. Le caratteristiche sedimentologiche e tessiturali del TGN, nell'area napoletano-flegrea, non sono molto variabili. All'interno della caldera dei Campi Flegrei (Monte di Procida, S. Severino, Quarto, Collina dei Camaldoli, Vomero, Posillipo e Capodimonte) affiorano prevalentemente depositi da flusso e surges piroclastici del Membro Superiore, mentre nelle aree periferiche (Qualiano, Giugliano, Miano, Pont' Rossi e Poggioreale) depositi costituiti in prevalenza dal Membro Inferiore e composti da ceneri laminate, da scarsamente a non zeolitizzate. Il Tufo

Giallo Napoletano è generalmente di colore grigio e scarsamente litificato in aree distali, mentre è giallo e litificato per zeolitizzazione (de'Gennaro et al., 1990) nell'area prossimale napoletano flegrea, da cui prende il nome. Le caratteristiche stratigrafiche, sedimentologiche e composizionali del Tufo Giallo Napoletano suggeriscono che già nel corso dell'eruzione iniziò un collasso calderico (Orsi e Scarpati, 1989; Orsi et al., 1991, 1992, 1995; Scarpati et al. 1993; Wohletz et al., 1995). Il versante occidentale ad alto angolo della collina di Posillipo probabilmente rappresenta l'evoluzione morfologica di una scarpata di faglia prodottasi durante il collasso calderico. La maggior parte del margine strutturale della caldera può essere ricostruita sulla base di evidenze gravimetriche e magnetiche (Barberi et al., 1991), della distribuzione dei centri eruttivi più recenti del Tufo Giallo Napoletano, dell'andamento di superfici di abrasione marina di età nota e di dati di perforazione superficiale e profonda. Tutti i centri eruttivi più giovani di 12.000 anni sono ubicati all'interno della caldera del Tufo Giallo Napoletano. Il collasso calderico si realizzò attraverso l'attivazione di nuove faglie e la riattivazione di porzioni di faglie persistenti generate dalla tettonica regionale. Il fondo della caldera fu dislocato in una serie di blocchi ribassati in modo differenziale. Il collasso calderico determinò lo sprofondamento di un'area di circa 90 Km² per circa 600 m. Il risultante volume del collasso di circa 54 Km³, è in buon accordo con stima di magma emesso. Le caratteristiche sedimentologiche e tessiturali del TGN, nell'area napoletano-flegrea, non sono molto variabili. All'interno della caldera dei Campi Flegrei (Monte di Procida, S. Severino, Quarto, Collina dei Camaldoli, Vomero, Posillipo e Capodimonte) affiorano prevalentemente depositi da flusso e surges piroclastici del Membro Superiore, mentre nelle aree periferiche (Qualiano, Giugliano, Miano, Ponti Rossi e Poggioreale) depositi costituiti in prevalenza dal Membro Inferiore e composti da ceneri laminate, da scarsamente a non zeolitizzate.

Vulcanismo più recente di 12.000 anni.

Scandone et al. (1991) ritengono che, dopo l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, la parte più bassa dei Campi Flegrei sia stata invasa dal mare. L'eruzione ha posto fine ad ogni attività all'esterno della caldera. Il vulcanismo si è concentrato in tre epoche di attività, alternate a periodi di quiescenza (Isaia, 1998; Di Vito et al., 1999), queste fasi sono accompagnate da intense deformazioni del fondo della della caldera. Le eruzioni sono state per la maggior parte esplosive, magmatiche e freatomagmatiche. Le prime hanno generato prodotti prevalentemente piroclastici da caduta e in seconda misura da flusso, le seconde hanno prodotto depositi da surges piroclastici. Nel corso della prima epoca, che va da 12.000 a 9.500 anni, si verificarono 37 eruzioni, tutte esplosive.

Tali eruzioni hanno formato una serie di vulcani monogenici (generati da una sola eruzione).

In quest'arco di tempo, si collocano l'eruzione del Gauro (10Ka), di Monteruscello e delle Pomici Principali (10Ka, Alessio et al., 1971) e dell'Archiaverno, il cui omonimo lago si è impostato su uno dei crateri di esplosione.

Altre eruzioni si sono verificate lungo la costa flegrea verso Ovest: Baia, Miseno e Porto Miseno. I centri ubicati lontano dalla costa (Soccavo, Minopoli, Pisani) produssero vari tipi di depositi piroclastici ampiamente distribuiti al di fuori della caldera e sull'area oggi occupata dalla città di Napoli. Depositati da caduta coprono il settore nord-orientale del fondo della caldera e i versanti settentrionali della collina dei Camaldoli, fino a 15 km dal centro della caldera. I depositi da caduta delle Pomici Principali coprono un'area molto vasta, con uno spessore di 20 cm a circa 50 km a est-nord-est del centro eruttivo. Correnti piroclastiche depositarono il loro contenuto solido sul fondo della caldera, sul versante settentrionale della collina dei Camaldoli e su una parte della Piana Campana a nord di Cuma. Le faglie bordiere della caldera erano le prevalenti strutture di alimentazione per il vulcanismo della prima epoca. La prima epoca si conclude con un periodo di quiescenza durato circa 1000 anni, durante il quale si forma il paleosuolo A. La seconda epoca abbraccia un periodo di tempo che va dagli 8.600 agli 8.200 anni, in quest'intervallo di tempo si sono verificate ben 6 eruzioni esplosive i cui depositi coprono un'area molto più ristretta della I epoca (il fondo della caldera, il versante settentrionale della collina dei Camaldoli e il settore nord – orientale della caldera dei Campi Flegrei). CCF. Il magma raggiunse la superficie solamente attraverso porzioni delle faglie marginali della caldera del TGN (Fig. 2.1a). La maggior parte di queste faglie non si comportò più come strutture di alimentazione delle eruzioni. Alla II epoca sussegue un periodo di quiescenza della durata di 3500 anni nel quale si forma il paleosuolo B. Fra 10 ka e 5 Ka il suolo della caldera si è sollevato e la traccia di questo evento è costituita da un terrazzo marino, la Starza, alto circa 40 m s.l.m., il quale borda la costa settentrionale del Golfo di Pozzuoli. La terza epoca (4.800-3.800) è caratterizzata da 21 eruzioni esplosive e 5 effusive . Durante quest'epoca si ha la formazione di Agnano-MonteSpina.

L'ultimo periodo di quiescenza, iniziato alla fine della III epoca, fu interrotto nel 1538 AD dall'eruzione che determinò la formazione del *tuff-cone* del Monte Nuovo.

Negli ultimi 2.000 anni, la caldera del TGN è stata interessata da una deformazione, ben documentata al Serapeo di Pozzuoli (Parascandola, 1947; Dvorak e Gasparini, 1991). Due maggiori eventi bradisismici hanno avuto luogo nei periodi 1969–1972 e 1982–1984 (Orsi *et al.* 1999 e bibliografia citata). Il massimo sollevamento del suolo fu di 170 cm durante il primo e di 180 cm durante il secondo evento. Dal 1984 il suolo è stato complessivamente interessato da subsidenza, interrotta da piccoli episodi di sollevamento nel 1987 (7 cm), 1994 (1 cm) e nel 2000 (4 cm). Durante tutti gli eventi bradisismici il massimo sollevamento del suolo è stato misurato a Pozzuoli.

Le eruzioni vulcaniche e gli eventi vulcano-tettonici verificatisi negli ultimi 40.000 anni hanno anche determinato l'assetto morfo-strutturale dei Campi Flegrei. Le eruzioni hanno prodotto un elevato numero di edifici vulcanici. I più giovani (es. Astroni, Averno, Solfatara, Monte Nuovo) sono facilmente riconoscibili per la tipica forma tronco-conica. In altri casi le originarie forme vulcaniche sono state modellate e talora in parte smantellate per effetto di eventi tettonici e vulcano-tettonici, intensi processi erosionali, deposizione di prodotti piroclastici successivi (es.: Nisida, Gauro, Montagna Spaccata, Torre Cappella).

Altro elemento morfologico di primaria importanza per l'area flegrea è dato dalle numerose piane interne e costiere risultanti dagli eventi sia vulcanici che vulcano-tettonici. Alcune depressioni ubicate all'interno della caldera del TGN sono state interessate da ingressione marina, come testimoniato sia dalle caratteristiche dei sedimenti (Orsi *et al.*, 1996) sia dall'occorrenza di tipiche forme deposizionali o erosionali (terrazzi, falesie).

La generale subsidenza della CCF e la risorgenza della parte centrale della caldera del TGN, hanno contribuito in modo rilevante all'articolazione plano-altimetrica dei luoghi. L'effetto più evidente della risorgenza è il terrazzo marino de La Starza, posto a circa 40-60 m s.l.m. e costituito da più intervalli deposizionali di origine marina, intervallati da depositi piroclastici subaerei. La generale subsidenza della CCF è testimoniata dai numerosi resti archeologici di età imperiale che costellano, a profondità per lo più comprese entro l'isobata dei -10 m, il litorale flegreo-napoletano.

In particolare, la collina dei Camaldoli, con i suoi 458 m s.l.m., rappresenta la morfostruttura che domina l'intero paesaggio flegreo. All'attuale conformazione della collina hanno concorso sia gli eventi deformativi quali i collassi calderici legati alle eruzioni dell'IC e del TGN, sia gli eventi vulcanici costruttivi, successivi all'eruzione dell'IC. La collina può quindi essere considerata un "alto" morfostrutturale, individuatosi nel corso del tardo Quaternario – Olocene.

4.3 Inquadramento geomorfologico dei Campi Flegrei.

Lo studio geomorfologico ha permesso il riconoscimento di forme e processi legati a diversi agenti geomorfici nonché alla influenza di altri fattori; di essi viene di seguito riportata la descrizione.

Forme di origine vulcano-tettonica e strutturale.

L'aspetto rilevante di interesse morfologico è dato dalla presenza di versanti da moderatamente a fortemente acclivi di origine strutturale, connessi al verificarsi di fenomeni di collasso vulcano-tettonico. Tali versanti si impostano in rocce litoidi e in terreni piroclastici sciolti; in particolare, le creste tufacee che bordano la collina dei Camaldoli e la collina di Posillipo sono interessate da una intensa fatturazione che contribuisce ad isolare blocchi in

precarie condizioni di equilibrio, spesso soggetti a fenomeni di crollo, i cui effetti sono testimoniati da numerosi massi presenti nelle aree pedemontane.

Altre morfologie strettamente associate alla attività vulcanica flegrea sono rappresentate dai *duomi lavici* (Monte Olibano, La Caprara) e dagli edifici vulcanici, in alcuni casi ancora ben conservati (Astroni, Cigliano, Solfatara, Averno, Fondi di Baia) con versanti interni ripidi e profilo concavo, e versanti esterni meno acclivi e profilo concavo rettilineo, in altri casi meno conservati soprattutto per quanto riguarda gli edifici vulcanici soggetti alla azione erosiva del mare (vulcano di Miseno, vulcano di Baia ecc.).

Forme, processi e depositi legati alla azione delle acque correnti superficiali.

Si individuano forme di erosione e accumulo quali: solchi da ruscellamento concentrato, alvei poco incisi, alvei da moderatamente a molto incisi, orli di scarpata, vallecole a conca, vallecole a fondo piatto, gomiti lungo aste fluviali a forte gradiente, soglie di valle sospesa, conoidi alluvionale attivo, poco o non reincisi, fasce di raccordo versante fondovalle di origine alluvio-colluviale o di origine fluvio-denudazionale, e settori di glacis alluvio-colluviale interessati da diffusi fenomeni di deiezione.

Forme, processi e depositi di versante di origine gravitativa.

I fenomeni franosi riconosciuti nel territorio dei Campi Flegrei sono ascrivibili prevalentemente a scorrimenti traslativi, colate e frane complesse, quest'ultime rappresentate da crolli o scorrimenti traslativi evoluti in colate. Gli scorrimenti, gli scorrimenti-colata e le colate sono in larghissima parte di modesto volume, e si sono attivati lungo versanti ad inclinazione variabile, per lo più compresa tra 40° e 50° circa. Nel complesso, gli eventi di frana sono distribuiti in maniera abbastanza omogenea lungo tutte le aree di versante caratterizzate da elevata acclività e energia di rilievo spesso concentrati in corrispondenza degli orli di scarpata a controllo strutturale (vedi i versanti legati a fenomeni di collasso vulcano-tettonico). In corrispondenza delle pareti subverticali impostate in materiali litoidi di natura tufacea e lavica, sono frequenti fenomeni di crollo.

Forme e depositi di origine marina.

Le forme di origine marina maggiormente presenti nel territorio flegreo sono costituite dagli orli di falesia; (gli orli di falesia attivi e quelli inattivi (paleofalesie) e, ancora, quelli con o senza un controllo di tipo strutturale). Di particolare interesse, inoltre, ai fini della ricostruzione delle variazioni del livello del suolo, è l'elemento geomorfologico corrispondente al terrazzo della Starza, limitato verso mare da un versante acclive soggetto a una vivace dinamica morfologica.

4.4 La Collina dei Camaldoli

4.4.1 Introduzione

Questo studio si è particolarmente concentrato sul settore occidentale della Collina

dei Camaldoli. L'area oggetto è illustrata nella figura 4.7, che rappresenta il modello digitale del terreno.

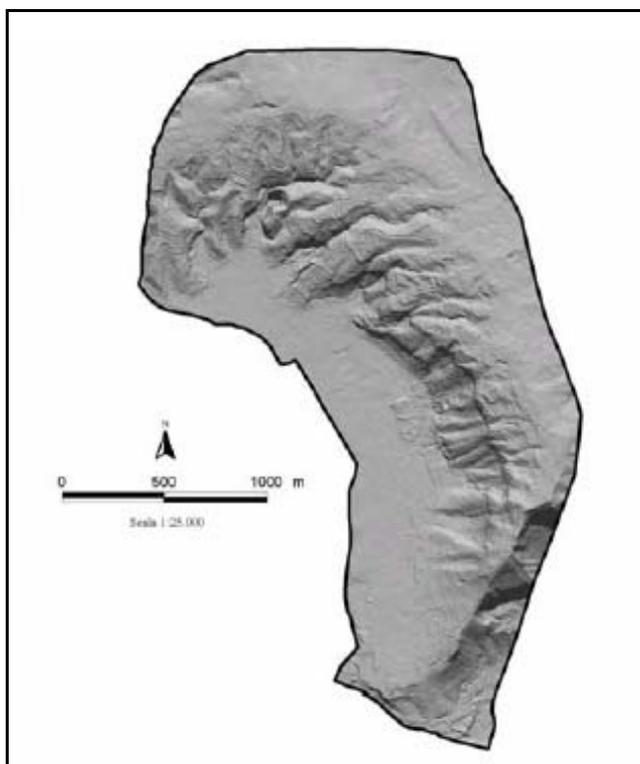


Figura 4.7 Modello digitale del terreno

Il versante, oggetto di studio, ricade in ambito a rischio molto elevato, come illustrato dal Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico redatto dall'Autorità di bacino Nord Occidentale della Campania,(figura 4.8)

4.4.2 Unità stratigrafica

In questo paragrafo vengono descritti i corpi geologici definiti e cartografati dai più recenti ai più antichi.

Depositi antropici:

In questa unità sono stati accorpati sia i materiali prodotti da attività estrattiva, accumulati sul fondo e sui versanti di cave a cielo aperto e allo sbocco di cave sotterranee, che quelli di risulta prodotti da attività edilizia, spesso accumulati sui versanti e nei fondovalle. Tutti i depositi sono caotici, costituiti da blocchi eterometrici di tufi, lave, cemento, terracotta ecc., in matrice da fine a grossolana derivante dal disfacimento sia dei citati materiali che di manufatti. Essi sono quasi sempre ricchi di frammenti di età industriale. Il loro spessore è molto variabile in funzione delle caratteristiche paleomorfolologiche locali, ma mai superiore a 5 m. I depositi in cave ubicate allo sbocco di valli sono spesso intercalati a sedimenti alluvionali recenti.

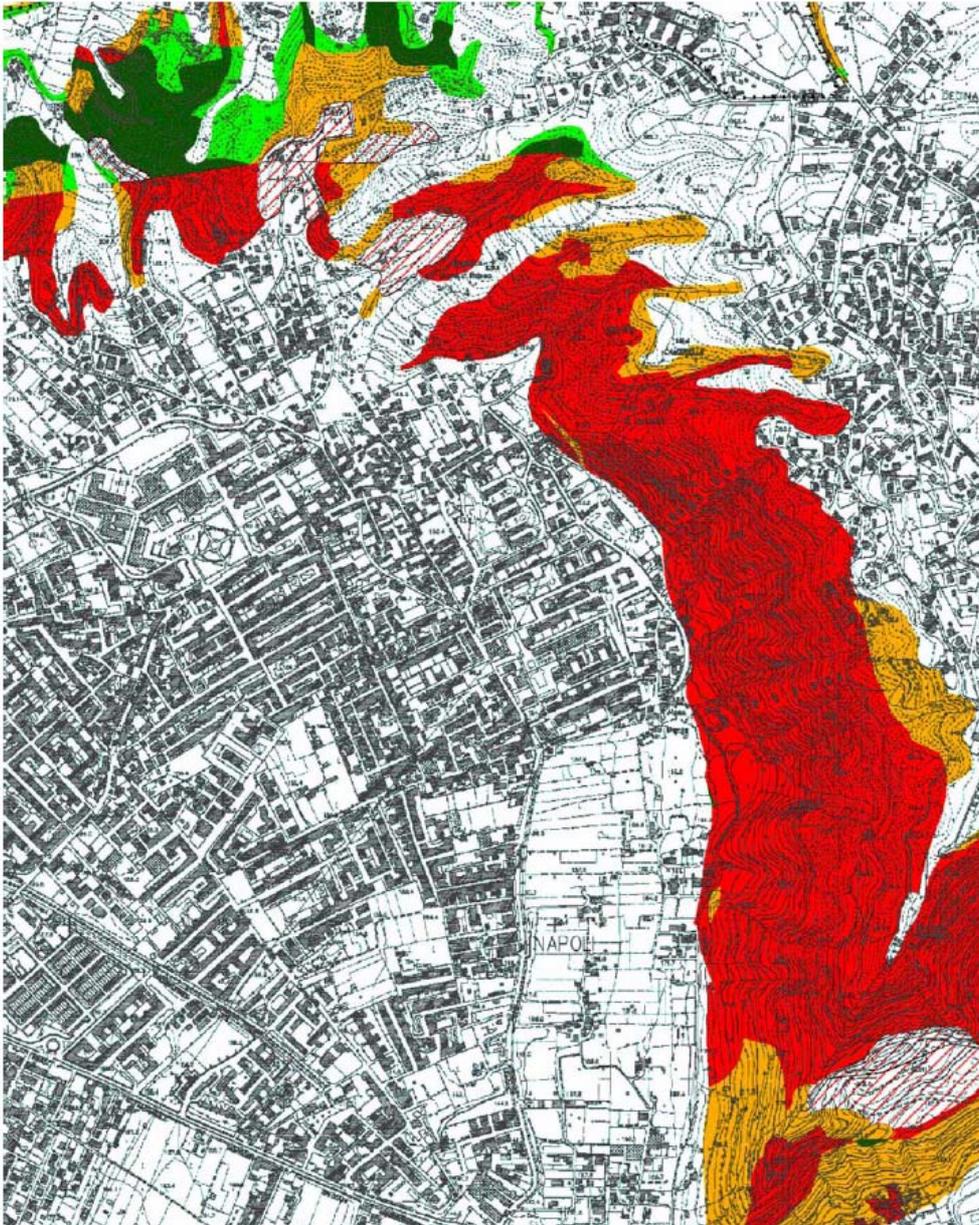


Figura 4.8– Piano Stralcio per l’Assetto Idrogeologico (Autorità di bacino Nord Occidentale della Campania, 2002) Carta del rischio da frana. In rosso, R4 (rischio molto elevato); in giallo, R3 (rischio elevato); in verde scuro, R2 (rischio medio); in verde chiaro R1 ((rischio moderato). La campitura in rigato rosso indica aree il cui livello di rischio potrà essere definito a seguito di studi ed indagini di dettaglio.

Depositi detritici di versante:

I depositi di questa unità sono generalmente caotici e costituiti da blocchi di tufo, di forme variabili e di dimensioni da decimetriche a metriche, in matrice da fine a grossolana. Questi depositi ricoprono, in discordanza, il Tufo di Soccavo e i Tufi Biancastri. Essi derivano sia dall’alterazione superficiale e umificazione di questi ultimi tufi, che da apporti detritici dovuti all’erosione del TGN e dei depositi piroclastici più recenti di 12.000 anni. Lo spessore di questi depositi è inferiore a 1 m sui versanti ad alto angolo compresi tra Masseria del Monte e La Piccola Lourdes, mentre varia tra 1 e 5 m al piede del versante compreso tra la valle della Piccola Lourdes e Case Cannavino.

Depositi di piana e di fondovalle, connessi a trasporto per flussi in massa e ruscellamento:

Questa unità è costituita da sequenze di livelli e lenti di sabbie e limi contenenti dispersi frammenti di pomici, lave e tufi, di varie dimensioni e, localmente, di manufatti. I depositi sono generalmente ben selezionati e sciolti. Le lenti, di norma a base concava e tetto orizzontale, hanno ampiezza variabile tra pochi decimetri e qualche metro. Le sequenze includono caratteristiche successioni regolari, poggianti su superfici di erosione, costituite dal basso verso l'alto da sabbie grossolane, sabbie fini e limi. Esse risultano dalla deposizione solida da parte di acque di ruscellamento ed eventi alluvionali. Localmente, in corrispondenza dello sbocco delle valli principali, le sequenze contengono depositi di sabbie limose con dispersi frammenti più grossolani, massivi, vacuolari, debolmente coesivi e poco selezionati, derivanti da deposizione in massa da parte di flussi iperconcentrati. Lo spessore di questi ultimi generalmente non supera il decimetro. A luoghi queste sequenze sono parzialmente rimaneggiate per effetto dei terrazzamenti eseguiti per attività agricola ed edile. Lo spessore dell'unità è molto variabile in funzione delle condizioni paleomorfologiche locali. Esso è compreso tra 0.5 e 5 m, nelle incisioni vallive, ed è superiore a 5 m nella porzione pedecollinare della piana.

Depositi piroclastici più recenti di 12.000 anni (12.000 ÷ 3.800 anni):

In questa unità è stata inclusa la sequenza di depositi piroclastici e paleosuoli più recenti dell'eruzione del TGN e del relativo collasso calderico (Isaia, 1998; Di Vito et al., 1999). La sequenza comprende i depositi delle eruzioni di Soccavo 1, Pomici Principali, Paleopisani 1, Soccavo 2, Soccavo 3, Soccavo 4, Minopoli 2, Soccavo 5, Pisani 1, Pisani 2, Pisani 3 della I epoca di attività, Sartania 2, Pigna S. Nicola, S. Martino della II epoca di attività, e Agnano 2, Agnano 3, Monte Sant'Angelo, Paleoastroni 1 e 2, Agnano-Monte Spina e Astroni della III epoca di attività. I depositi piroclastici, prevalentemente da caduta e subordinatamente da surges, sono costituiti da ceneri e pomici. I livelli cineritici hanno grado di coesione variabile e contengono variabili quantità di lapilli accrezionari, pomici e frammenti litici, sia lavici che tufacei. I livelli di pomici, generalmente della dimensione dei lapilli, variano in spessore da centimetrici a decimetrici, sono ben selezionati e contengono subordinati frammenti litici, in proporzioni variabili. I paleosuoli, a vario grado di umificazione, sono costituiti da cenere a granulometria medio-fine. I più maturi sono il paleosuolo A (età 9.500 - 8.600 anni dal presente) e il paleosuolo B (8.200 - 4.800 anni dal presente). L'intera sequenza generalmente ammantava la superficie sommitale del TGN e il suo spessore varia da pochi a 30 m, in relazione all'erosione e all'attività antropica. A luoghi l'intera sequenza è parzialmente rimaneggiata per terrazzamenti eseguiti per attività agricola ed edile.

Depositi di frane antiche (12.000 ÷ 8.200 anni):

Questa unità è costituita da depositi composti in prevalenza da blocchi metrici di tufo giallo in matrice da fine a grossolana. Questi depositi formano lobi sui versanti ad alto angolo compresi tra l'Eremo dei Camaldoli e Nazareth. Nella piana essi passano per eteropia a depositi simili a quelli dell'unità denominata "Depositi di piana e di fondovalle". Lo spessore di questi depositi non è definibile con certezza in quanto la base non è mai esposta. Evidenze morfologiche suggeriscono che esso potrebbe essere compreso tra pochi e qualche decina di metri. La loro posizione stratigrafica è definita tra il TGN e il Paleosuolo B. Questi depositi potrebbero essere stati prodotti da movimenti in massa per frane antiche, con presumibile movimento iniziale del tipo crollo-ribaltamento, indotte dalla destabilizzazione dei versanti per effetto delle fasi deformative particolarmente intense durante la I epoca, tra 12.000 e circa 8.000 anni.

Tufo Giallo Napoletano (12.000 anni):

Nell'area studiata il TGN è costituito generalmente da una sequenza di livelli di ceneri a differente granulometria, da massivi a laminati, contenenti dispersi frammenti pomicei e litici.

Le caratteristiche sedimentologiche e tessiturali del tufo sono abbastanza costanti in tutta l'area investigata. La sequenza affiorante include prevalentemente il Membro Superiore dell'unità (Orsi et al., 1992), costituito da depositi da flussi e surges piroclastici. Essa è un'alternanza di livelli di ceneri a differente granulometria, da massivi a laminati, con pomici e frammenti litici dispersi, caratterizzata da un elevato grado di litificazione per zeolitizzazione. Alla base di alcune scarpate localizzate nella parte alta dei versanti, affiora in continuità il Membro Inferiore dell'unità (Orsi et al., 1992). Esso è costituito da un'alternanza di ceneri fini, coesive e sottili, e di livelli di pomici. Lo spessore totale di questo membro, che è da poco a non zeolitizzato, non supera qualche metro. Il TGN, che poggia in discordanza sul Tufo di Soccavo, ha spessore variabile da poche decine di metri, nella parte alta dei versanti, a circa 100 m nell'area delle cave di Zoffritta. L'intera sequenza è generalmente attraversata da fratture generate per contrazione termica durante il raffreddamento. La fratturazione diventa particolarmente intensa nelle aree interessate da faglie. L'unità è stata cavata diffusamente per la produzione di blocchi, sia a mano che con mezzi meccanici. Nell'area di Zoffritta, sui fronti di cave a cielo aperto, sono presenti anche accessi a cavità sotterranee.

Tufo di Soccavo:

Questa unità, precedentemente non segnalata in letteratura, è stata individuata nell'ambito di questo studio. Essa è costituita da una sequenza di livelli cineritici contenenti pomici e litici ed è caratterizzata da laminazione che varia da piano-parallela, a ondulata a

incrociata. Localmente sono presenti impronte da impatto. Le pomici sono sia angolari che sub-arrotondate, ben vescicolate, di colore grigio e porfiriche per cristalli di feldspato e subordinati pirosseno e biotite; i frammenti litici sono in prevalenza lavici. Il Tufo di Soccavo, generalmente di colore giallastro, è litificato per zeolitizzazione. La sua base è esposta lungo il versante a est di Masseria del Monte, dove è di colore grigio e poco litificato. Poiché la sequenza poggia, in contatto stratigrafico fortemente discordante, su tutti i depositi sottostanti affioranti nell'area, il più giovane dei quali è quello dei Tufi Biancastri (39.000 – 18.000 anni), ed è coperta dal TGN (12.000 anni), la sua età deve essere compresa tra 18.000 e 12.000 anni. Il Tufo di Soccavo raggiunge lo spessore massimo di circa 50 m, in corrispondenza di Masseria del Monte. Localmente esso è sub-affiorante e coperto da depositi fini, sciolti e umificati di spessore non superiore a 50 cm. La sequenza è parte di un tuff-cone il cui centro eruttivo, come suggerito dalla giacitura dei depositi e dalla geometria delle impronte da impatto, doveva essere localizzato nell'area di Soccavo.

Tufi Biancastri:

Questa unità è costituita da una sequenza di livelli e lenti di ceneri e pomici biancastre, da poco a mediamente litificata, fortemente laminata, con strutture da piano-parallele a ondulate e incrociate.

La sequenza è di colore bianco-grigiastro e contiene impronte da impatto. Le pomici, sia disperse che concentrate in livelli e lenti, sono eterometriche, generalmente angolari, di colore bianco-grigiastro, ben vescicolate e porfiriche per cristalli di feldspato e biotite. La sequenza ha una generale debole immersione verso est e ricopre, in leggera discordanza, i depositi dell'IC, da cui è separata, localmente, da un paleosuolo poco maturo. Solo in località Masseria del Monte, in corrispondenza dell'accesso alla vecchia cava di Piperno, la sequenza ricopre i depositi dell'IC in forte discordanza. Il suo spessore massimo di circa 50 m è stato rilevato lungo il versante a est di Masseria del Monte. Tutta la sequenza, prodotta da un'eruzione freatomagmatica, è il relitto di un tuff cone, il cui centro era probabilmente localizzato nell'area di Soccavo. Essa è stata interessata da intensa erosione, probabilmente in relazione alla fase würmiana (18.000 – 14.000 anni dal presente) di abbassamento del livello del mare. Pertanto l'età di questa unità deve essere compresa tra 39.000 e 14.000 anni. Localmente questa unità è sub-affiorante e coperta da depositi fini, sciolti e umificati, di spessore non superiore a 50 cm.

Ignimbrite Campana (39.000 anni):

Questa unità, nella zona di studio, è costituita da banchi a differente grado di saldatura, composti da scorie nerastre, grossolane e a differente grado di schiacciamento, in abbondante matrice cineritica di colore grigio chiaro (Piperno), localmente sormontati da

brecce eterometriche, grossolane (Breccia Museo) e depositi ignimbrici a basso grado di litificazione, di colore grigio-rossastro. Localmente la Breccia e il Piperno sono attraversati da strutture da degassamento subverticali, dove vi è parziale asportazione della matrice fine. La giacitura dei tre depositi, in continuità stratigrafica e concordanti, varia da suborizzontale a debolmente immergente verso est. Nell'area studiata, dove la base della sequenza non è mai esposta, lo spessore massimo misurato è di 20 m. L'unità affiora nell'area de La Piccola Lourdes, a Masseria del Monte e a Case Cannavino, dove è stata interessata da attività estrattiva, prevalentemente in sotterraneo, fino agli inizi del '900.

4.4.3 Tettonica e vulcano-tettonica

Come già noto in letteratura (Orsi et al., 1996) l'area in esame è ubicata lungo il margine settentrionale della CCF, in un settore arcuato ad orientazione compresa tra nord-sud e nordovest-sudest, generato dal collasso calderico avvenuto in relazione all'eruzione dell'IC. Come già ricordato, questo collasso si realizzò sia attraverso la generazione di nuove faglie sia attraverso la riattivazione di porzioni di faglie regionali preesistenti ad andamento appenninico (NW-SE) e antiappenninico (NE-SW). Tutte queste faglie sono state in parte riattivate durante le successive fasi deformative che hanno interessato quest'area. In particolare in relazione al collasso della caldera del TGN e durante la I epoca di attività vulcanica (12.000 – 9.500 anni) degli ultimi 12.000 anni. L'assetto strutturale attuale dell'area oggetto di studio è caratterizzato da due sistemi di faglie e fratture principali ad andamento rispettivamente N-S e N80°E, e da un sistema subordinato ad andamento N40°W.

Il sistema ad andamento N-S comprende faglie generalmente subverticali, attive almeno tra 39.000 e 12.000 anni, che hanno determinato il ribassamento verso ovest delle unità esposte lungo il versante occidentale della collina dei Camaldoli. Le strutture ubicate al piede del versante e che delimitano verso est la piana di Pianura, sono quelle lungo le quali si sono verificati i maggiori rigetti e che hanno determinato il ribassamento del Piperno e della Breccia Museo. Le attuali scarpate sono il prodotto dell'evoluzione morfologica, in ambiente subaereo, delle superfici determinate dall'attivazione di queste strutture. Lungo il versante questo sistema ha determinato il progressivo ribassamento verso ovest del TGN e dei tufi sottostanti, per l'effetto di faglie con modesto rigetto, al massimo decametrico. Questa deformazione ha comportato anche localmente un apparente ispessimento o un raddoppio delle successioni. Verso nord, questo sistema è suturato dalle successioni più recenti del TGN che, nell'area, raggiungono i maggiori spessori.

Il sistema ad andamento N80°E interseca il precedente e determina la formazione di blocchia dislocazione differenziale, con rigetti da metrici a decametrici. Una delle aree maggiormente ribassate per effetto di questo tipo di deformazione è ubicata sud di Masseria del Monte ed è ben evidenziata da un significativo arretramento del versante. L'attivazione di questo sistema e l'intensa fratturazione delle rocce connessa hanno favorito, lungo le

porzioni del versante a maggiore pendenza, la generazione di movimenti gravitativi complessi che hanno determinato l'accumulo sul versante di significativi spessori di materiale detritico. Anche questo sistema è suturato dai depositi piroclastici degli ultimi 12.000 anni, sicuramente dal paleosuolo B (8.200 – 4.800 anni) e dai depositi della III epoca (4.800 – 3.800 anni).

Il sistema subordinato, a direzione N40°W, è stato generato per parziale riattivazione di faglie regionali ad andamento appenninico, attive sicuramente tra l'eruzione dell'IC e la I epoca di attività recente. Nell'area in esame, evidenze di campagna indicano che queste strutture hanno determinato il ribassamento verso sud-ovest della sequenza affiorante, dai termini più bassi fino almeno al TGN. L'andamento del tratto di versante compreso tra La Piccola Lourdes e Masseria del Monte è fortemente condizionato da queste faglie. Esse hanno anche determinato l'intensa deformazione del TGN nella parte alta del versante adiacente l'Eremo dei Camaldoli. Le strutture di questo sistema che hanno prodotto maggiori rigetti sono concentrate fra l'Eremo dei Camaldoli e La Piccola Lourdes. Quelle delle aree adiacenti hanno invece prodotto rigetti generalmente metrici.

A questi sistemi di fratture principali sono associate strutture minori pervasive a fitta spaziatura, quali joints e diaclasi, o sistemi di clivaggio da frattura nelle rocce finemente stratificate, che determinano una fitta ed intensa deformazione con generazione di blocchi da decimetrici a decametrici. Tale fenomeno interessa in modo rilevante la parte alta dei versanti a maggiore acclività.

4.4.4 Geomorfologia della collina dei Camaldoli, versante di Pianura

La Collina dei Camaldoli (458 m s.l.m.) costituisce un alto topografico di origine vulcanica rimasto in situ tra due conche più o meno circolari, dette comunemente crateri di Soccavo e Pianura.

La Collina dei Camaldoli, sul versante di Pianura, può essere schematicamente divisa in due settori che presentano caratteristiche geomorfologiche alquanto distinte: un settore meridionale, a partire grossomodo dal vallone Sant'Antonio verso sud, e un settore settentrionale (dal Vallone Sant'Antonio verso i valloni Bietola-Torciolano), in corrispondenza del quale la direzione principale del rilievo collinare curva da un andamento N-S a uno all'incirca E-W. I principali elementi morfologici che caratterizzano l'intero versante (settore meridionale e settentrionale) sono rappresentati da numerose pareti subverticali di morfoselezione o strutturali. Le prime sono da porre in relazione alle litologie affioranti, e in particolare alla loro diversa risposta all'azione degli agenti erosionali: le scarpate più evidenti, infatti, sono connesse ad erosione selettiva, che determina la formazione di versanti prossimi alla verticale sui litotipi litoidi (depositi piroclastici zeolitizzati: TGN, Tufo di Soccavo e Tufi Biancastri), mentre le pendenze si addolciscono notevolmente allorquando prevalgono i

depositi per lo più sciolti. Tra le seconde (quelle a controllo strutturale) predomina la “balza” rocciosa principale posta a quota compresa tra 300 e 400 m s.l.m.. La sua attuale conformazione e posizione è il risultato dell’arretramento rettilineo-parallelo di un piano di faglia che attraversa la formazione del TGN e, quindi, è stato prodotto dopo la sua messa in posto, probabilmente durante la I epoca di attività recente (12.000-9.500 anni).

Il settore meridionale è caratterizzato, in prevalenza, da versanti complessivamente planari, interrotti lungo il profilo trasversale da ripide pareti, generalmente poste nella parte medio-alta dei versanti; in questo tratto della collina gli impluvi risultano di modesto sviluppo lineare (150-450 m ca.), poco gerarchizzati e caratterizzati da incisioni non molto profonde.

Ad una scala di maggior dettaglio, il settore meridionale è interessato da numerosi fenomeni di dissesto, che determinano il distacco di volumi, in genere medio-bassi, di roccia (dal substrato litoide) o di materiali sciolti (dai litotipi incoerenti). I materiali di frana costituiscono il riempimento di solchi erosivi presenti nella parte bassa dei versanti. Tali solchi, fortemente mascherati dalla copertura vegetazionale, presentano di frequente tracce di erosione attiva, con approfondimenti di almeno 1.5-2 metri; al loro interno, inoltre, sono stati individuati blocchi rocciosi a volumetria estremamente variabile, sino a un massimo di 3-4 m³

Il settore settentrionale della collina dei Camaldoli presenta, a differenza di quello precedentemente descritto, una serie di profondi valloni che ne costituiscono l’elemento morfologico prevalente e che terminano nella fascia pedecollinare, immediatamente a ridosso della zona abitata di Pianura, sovente con estese aree destinate ad attività estrattiva. I valloni, lunghi fino ad 800-900 metri, presentano aste di II e III ordine gerarchico; ampie porzioni delle pareti che li delimitano hanno pendenze comprese tra 40° e 60°, con valori prossimi alla verticalità in corrispondenza degli affioramenti di rocce litoidi. Le zone terminali dei valloni sono quasi ovunque caratterizzate dalla presenza di pareti verticali, derivanti da antiche cave di tufo. L’attività estrattiva ha fortemente contribuito a modificare l’originaria morfologia di questa porzione dei versanti, e di frequente i piazzali di cava sono attualmente ricoperti da detrito derivante dalla passata attività estrattiva.

I valloni sono ad andamento marcatamente lineare, e mostrano un evidente controllo strutturale, messo in risalto in particolare da curve a gomito e da frequenti salti morfologici (anche di parecchi metri di altezza) nel profilo longitudinale. Tali salti, nei settori topograficamente più depressi, sono determinati anche da briglie, di altezza massima superiore ai quattro metri.

I fenomeni di dissesto idrogeologico del settore settentrionale consistono essenzialmente in numerose frane di dimensioni medio-piccole, del tipo scorrimento, lungo i versanti dei principali valloni, e del tipo crollo o ribaltamento in corrispondenza delle pareti più acclivi, frequentemente corrispondenti alle antiche cave, ormai abbandonate. A ciò si

aggiungono le diffuse situazioni in cui i materiali derivanti da frane o da fenomeni erosionali sono frammisti a rifiuti di origine antropica.

Oltre alla richiamata suddivisione in un settore meridionale e uno settentrionale, la collina dei Camaldoli sul lato di Pianura può essere descritta lungo un ideale profilo trasversale mediante l'individuazione di quattro ambiti principali: *l'area sommitale; la zona di versante; la fascia pedecollinare; l'area di piana.*

- L'area sommitale è una superficie a debole pendenza immergente verso N-NW con quote altimetriche comprese tra 300 e 480 metri s.l.m. Il suo carattere saliente è dato, oltre che dalla posizione topografica, dalla notevole manomissione antropica che ha generato scavi e riporti per la realizzazione di edifici ed infrastrutture viarie. L'elevata antropizzazione, riconducibile soprattutto agli ultimi decenni, ha comportato rilevanti alterazioni dell'originaria morfologia, che talora è stata completamente obliterata.

Come si vedrà più avanti, gli interventi antropici sulla collina dei Camaldoli sono anche causa di fenomeni di degrado e di inquinamento, che possono contribuire ad aumentare eventuali effetti connessi a situazioni di dissesto idrogeologico. Sono infatti state individuate in più settori (di frequente al margine della zona urbanizzata) discariche abusive e accumuli di rifiuti di vario tipo, e l'immissione diretta nei valloni di liquami provenienti dalle abitazioni a monte.

- La zona di versante, compresa tra il margine inferiore dell'area sommitale e la fascia pedecollinare, presenta caratteristiche morfologiche differenti a seconda del settore in cui è ubicata. Come su accennato, nel settore meridionale i versanti sono in prevalenza planari, ad acclività medio-alta ovvero, prevalentemente, compresi tra 30 e 50°, mentre in corrispondenza delle "balze" rocciose si raggiungono anche 80-90°.

Il settore settentrionale è, invece, caratterizzato dalla presenza di profondi valloni, essenzialmente a controllo strutturale, in erosione lineare accelerata. Le aste, che raggiungono il III ordine gerarchico, sono delimitate da versanti che presentano pendenze medie comprese tra 30 e 50° ed una maggiore articolazione morfologica, rispetto a quelli del settore meridionale. A più altezze, anche qui l'affioramento del substrato litoide è evidenziato da incrementi di acclività e dalla presenza di pareti verticali, talora con evidenti tracce di frane da crollo in roccia.

Allo sbocco di alcuni valloni sono stati osservati depositi di conoide la cui crescita, avvenuta anche in tempi recenti e in particolare durante gli eventi meteorici "eccezionali", è il risultato dell'asportazione dei depositi piroclastici lungo i versanti che delimitano il sottobacino a esso sotteso e, quindi, della redistribuzione ed accumulo degli stessi prodotti per fenomeni di trasporto solido e laminare.

In alcuni casi, all'interno dei valloni sono stati segnalati rifiuti misti a detrito di frana, a testimonianza dello sviluppo di dissesti coinvolgenti le zone di sversamento dei rifiuti. Non è

da escludere il ruolo destabilizzante operato dai rifiuti stessi, a causa delle loro scadenti caratteristiche fisico-meccaniche e del carico aggiuntivo sul versante derivante dalla loro presenza, e di conseguenza un contributo antropico all'innesco di alcuni dei fenomeni di frana cartografati. A tal proposito si evidenzia che i rifiuti presenti sul fondo alveo possono, in concomitanza con eventi meteorici intensi e prolungati, essere rimobilizzati verso valle, analogamente ai sedimenti presenti lungo i valloni, andando ad amplificare quei fenomeni di "alluvionamento" che interessano il tratto terminale degli impluvi. Inoltre, la presenza di rifiuti di grosse dimensioni all'interno degli stretti valloni può fungere da "tappo", impedendo il deflusso delle acque e determinando un accumulo di materiali a monte dei rifiuti stessi; in occasione dei maggiori eventi meteorici si può determinare l'improvvisa erosione dello sbarramento e la mobilitazione di ingenti quantitativi di materiali misti (rifiuti e detriti di frana ed erosione). Le modificazioni antropiche cui si accennava in precedenza non sono esclusive della zona sommitale. Infatti, anche i versanti sono stati interessati da profonde modifiche antropiche, consistenti essenzialmente nello sviluppo di terrazzamenti e ciglionamenti che in alcuni casi coinvolgono l'intero versante, fino a raggiungere il piede del versante stesso: è questo il caso, ad esempio, del margine meridionale dell'area oggetto di studio, o della dorsale in destra idrografica del vallone della Piccola Lourdes. I terrazzamenti sono di larghezza variabile in funzione della pendenza dei vari tratti del versante, e sono limitati lateralmente da scarpate (talora molto ripide) che si affacciano sui valloni limitrofi. Nonostante le intense modificazioni connesse ai terrazzamenti, in alcuni casi sono ancora riconoscibili sui versanti lembi di zone subpianeggianti o a debole pendenza, che di frequente è possibile raccordare con buona continuità da un bacino idrografico all'altro.

In alcuni bacini le aree terrazzate risultano talmente diffuse da costituire il principale elemento morfologico attualmente riconoscibile. Stradine e viottoli di accesso ai settori terrazzati coincidono di frequente con antiche linee di deflusso delle acque lungo il versante; è ovvio che, nel caso di precipitazioni, esse costituiscano le linee preferenziali di scorrimento delle acque in superficie.

I fenomeni morfoevolutivi attivi lungo i settori di versante sono, quindi, da ricondurre, in primis, al dilavamento delle coltri piroclastiche ad opera delle acque di ruscellamento e, subordinatamente, all'innesco di fenomeni franosi che peraltro non sono, in termini di magnitudo, confrontabili con le frane dei contesti carbonatici.

Inoltre l'estesa parete subverticale in TGN, compresa tra 300 e 400 m s.l.m., presenta settori dominati dall'erosione lineare accelerata per la spiccata tendenza delle linee di drenaggio al raggiungimento del loro profilo di equilibrio. Tale processo morfogenetico contribuisce notevolmente all'isolamento di prismi e lastre di TGN (Fig. 4.9) che, "sganciandosi" dal fronte roccioso, investono il versante e talora raggiungono la fascia pedecollinare. A tal proposito è da ribadire che sono stati individuati numerosissimi blocchi a

volumetria variabile di TGN (lungo buona parte del settore con versanti planari e nella fascia pedecollinare) al punto tale da far ritenere tale processo morfogenetico quello predominante, insieme al trasporto solido lungo gli impluvi, dell'intera collina dei Camaldoli lato Pianura.

L'approfondimento delle linee di drenaggio lungo alcuni settori posti a monte della "balza" rocciosa, oltre a favorire l'insacco di frane da crollo in materiali lapidei, ha prodotto la formazione di concavità a monte delle linee di deflusso (gli "hollow" degli autori anglosassoni), al cui interno si possono accumulare detriti facilmente rimobilizzabili dalle acque piovane, e la cui geometria è in continua trasformazione. Tali aree sono, anche in considerazione della profondità a cui si attesta il tetto del TGN, in continua e rapida trasformazione, inducendo un continuo arretramento degli spartiacque. L'arretramento di questi ultimi, se non efficacemente contrastato, potrebbe determinare condizioni di instabilità per le strutture sorte al margine tra area sommitale e di versante.

- La fascia pedecollinare rappresenta la zona di raccordo tra le aree di versante e la zona di piana su cui si sviluppa l'abitato di Pianura. L'origine di tale fascia è da ricercare nell'accumulo di materiale detritico-piroclastico (Fig. 4.11) proveniente dai retrostanti pendii, per effetto di processi erosionali di tipo areale, lineare o puntuale. Questi materiali alimentavano la formazione di conoidi alluvionali allo sbocco dei principali bacini della collina, sotto forma di depositi riferibili a differenti processi genetici, dall'accumulo di materiale eluvio-colluviale ed alluvionale, a movimenti di tipo misto (gravitativo e idraulico – vedi § 6.2). Anche in questo settore, a causa della vicinanza alla zona intensamente urbanizzata, ci sono state notevoli modifiche nella morfologia originaria dei luoghi, tanto che oggi le forme di accumulo sono difficilmente riconoscibili in superficie: le costruzioni che spesso si spingono sino a giungere a ridosso dei versanti, le modifiche connesse all'attività estrattiva, ed i numerosi terrazzamenti agricoli hanno pressoché cancellato le evidenze morfologiche dei conoidi. A tanto si aggiunga che, nella parte terminale dei bacini, numerosi valloni sono stati modificati tramite la realizzazione di canali artificiali. L'interno di questi canali presenta in più casi (es.: vallone Palmentiello) materiale alluvionale frammisto a rifiuti di vario tipo, in parte sicuramente trasportati a valle dalle zone medio-alte dei versanti.

Molti impluvi nel loro decorso verso le zone più intensamente urbanizzate perdono la propria evidenza morfologica, coincidendo di frequente con strade ed assumendo pertanto un carattere di alveo-strada: come noto, con tale termine si intende un pre-esistente alveo che è stato dapprima rettificato e canalizzato, e poi sottoposto ad ulteriori modificazioni antropiche, ed in particolare al riempimento con materiale di risulta e detriti, fino a renderlo vero e proprio asse viario.

- L'area di piana corrisponde al settore a debole pendenza su cui si sviluppa l'abitato di Pianura. Morfologicamente, è caratterizzata da una situazione analoga a quella della zona sommitale: è infatti un'area subpianeggiante estesamente antropizzata. Sul lato di monte, il

raccordo tra la fascia pedecollinare (anch'essa, come si accennava in precedenza, fortemente antropizzata) e l'area di piana risulta molto graduale, e avviene attraverso una serie di terrazzi antropici che marcano il passaggio dalle quote più elevate ai valori della zona di piana (in genere al di sotto dei 180 m s.l.m.). In riferimento ai potenziali processi geomorfici attivi lungo il versante e la fascia pedecollinare è da dire che di questo areale solo i settori più prossimi alla fascia pedecollinare possono rappresentare il recapito distale dei materiali mobilizzati e trasportati lungo gli impluvi che attraversano il versante. Esso, quindi, anche se in misura limitata, è potenzialmente soggetto a fenomeni di "alluvionamento".

In conclusione, va ancora sottolineato il fondamentale ruolo negativo svolto dall'azione dell'uomo sulla morfodinamica della Collina dei Camaldoli, nel versante di Pianura. Le manomissioni antropiche che hanno interessato sia le aree di versante che le zone sub-pianeggianti poste a ridosso di queste hanno in pratica amplificato le situazioni di potenziale dissesto già presenti sui versanti per le naturali caratteristiche geologiche e geomorfologiche. In particolare, tra gli interventi con impatto negativo nei riguardi delle condizioni d'instabilità delle coltri piroclastiche, ed a integrazione di quanto già descritto in precedenza, vanno ricordati i seguenti:

- asportazione del manto vegetale per estesi tratti del versante con conseguente riduzione della naturale azione protettiva che bosco e sottobosco esercitano sulle porzioni esterne dei terreni di copertura. Tale situazione favorisce i processi d'erosione areale diffusa;
 - variazione del naturale deflusso delle acque superficiali;
 - immissione nei valloni di liquami, e presenza diffusa di discariche abusive di rifiuti solidi all'interno dei valloni, o in aree limitrofe alle principali strade;
- realizzazione di sentieri con tecniche approssimative; spesso i sentieri sono stati realizzati seguendo le linee di massima pendenza e senza alcun intervento finalizzato al drenaggio e alla canalizzazione delle acque superficiali;
 - mancanza di manutenzione e pulizia dei valloni, inclusi i tratti canalizzati presenti nelle loro zone terminali;
 - disboscamento e incendi.

CAPITOLO 5

PROPRIETÀ FISICO-MECCANICHE DEI TERRENI VULCANICI DEL NAPOLETANO COINVOLTI NEI FENOMENI DI DISSESTO.

- **5.1. INTRODUZIONE**
- **5.2 CARATTERISTICHE FISICO-VOLUMETRICHE**
 - 5.2.1 GRANULOMETRIA
 - 5.2.2 GLI ALTRI PARAMETRI FISICO-VOLUMETRICI
 - 5.2.3 LIMITI DI ATTERBERG
- **5.3 PARAMETRI MECCANICI**
 - 5.3.1 COMPRESSIBILITÀ
 - 5.3.2 RESISTENZA A ROTTURA



Foto 5.1 Nicchia di frana in località Soccavo

5.1 Introduzione

In questo capitolo vengono illustrate in maniera schematica le caratteristiche fisico-volumetriche e meccaniche di campioni prelevati in vari punti della collina dei Camaldoli e appartenenti tutti alla parte superficiale della coltre piroclastica ossia depositi piroclastici e paleosuoli più recenti dell'eruzione del TGN (quindi più recenti di 12.000 anni). S'indaga fino alla profondità di un metro che, da osservazioni in campo, che trovano riscontro in letteratura, risulta lo spessore coinvolto nei fenomeni franosi (foto 5.1).

Le esperienze sono state condotte anche su campioni indisturbati per tener conto delle condizioni di tessitura e di struttura che i terreni presentano in sito.

5.2 Caratteristiche fisico-volumetriche

5.2.1 Granulometria

I campioni prelevati sul versante ovest si definiscono come:

Sabbia limosa debolmente ghiaiosa (classificazione AGI);

Sabbia con limo debolmente ghiaiosa (classificazione AGI)

SM-SC (U.S.C.S);

Il fuso granulometrico è illustrato nella figura 5.1

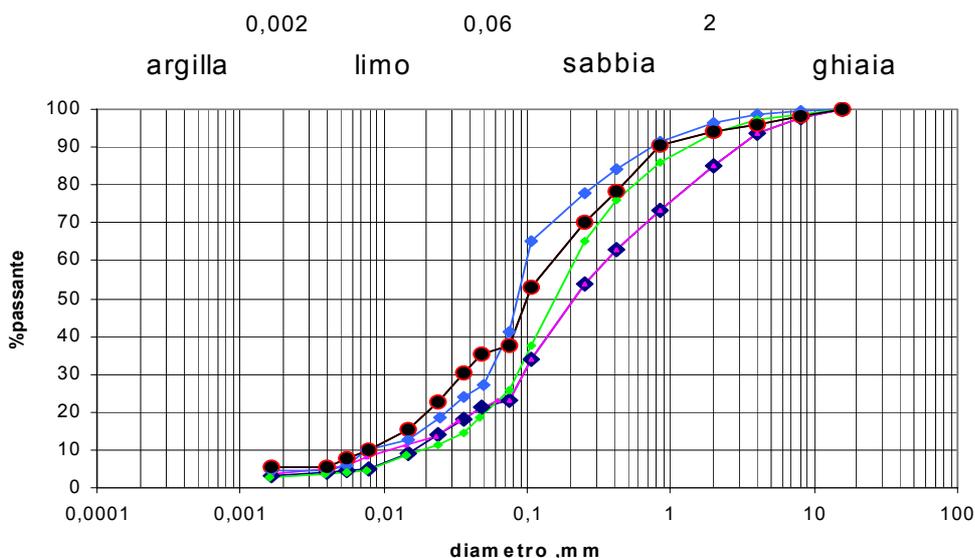


Figura 5.1

Per i campioni prelevati sul versante sud, il fuso è illustrato nella figura 5.2. I terreni si definiscono come:

Sabbia con ghiaia debolmente limosa (classificazione AGI)

SM-SC (U.S.C.S).

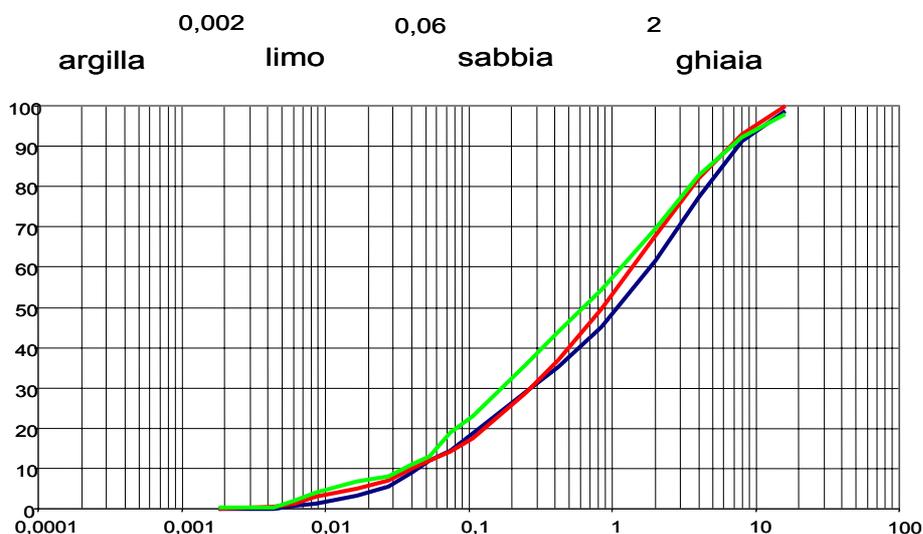


Figura 5.2

I valori relativi ai campioni studiati hanno permesso di definire un coefficiente di uniformità che oscilla tra 10 e 40, per cui il terreno risulta *ben gradato*.

In tabella 5.3 sono riportate, in dettaglio, le percentuali di ghiaia, sabbia, limo e argilla relative ad ogni campione e le rispettive denominazioni.

| Profondità (m) | Ghiaia (%) | Sabbia (%) | Limo (%) | Argilla (%) | Denominazione |
|----------------|------------|------------|----------|-------------|---|
| 0,2 | 15 | 62 | 20 | 3 | Sabbia limosa debolmente ghiaiosa |
| 0,5 | 6 | 57 | 32 | 5 | Sabbia con limo debolmente ghiaio-argillosa |
| 0,7 | 15 | 63 | 18 | 4 | Sabbia limosa debolmente ghiaiosa |
| 1 | 4 | 62 | 29 | 5 | Sabbia con limo debolmente argillosa |
| 0,3 | 6 | 71 | 20 | 3 | Sabbia limosa debolmente ghiaiosa |
| 0,5 | 7 | 56 | 31 | 6 | Sabbia con limo debolmente ghiaio-argillosa |
| 0,4 | 4 | 56 | 37 | 3 | Sabbia con limo debolmente ghiaiaiosa |
| 0,9 | 5 | 58 | 32 | 5 | Sabbia con limo debolmente ghiaio-argillosa |
| 0,8 | 7 | 63 | 28 | 2 | Sabbia limosa debolmente ghiaiosa |
| 0,12 | 8 | 61 | 30 | 1 | Sabbia con limo debolmente ghiaiaiosa |
| 0,14 | 9 | 73 | 17 | 1 | Sabbia con limo debolmente ghiaiaiosa |
| 0,16 | 8 | 51 | 39 | 2 | Sabbia con limo debolmente ghiaiaiosa |
| 0,30 | 38 | 49 | 13 | - | Sabbia con ghiaia debolmente limosa |
| 0,65 | 32 | 53 | 15 | - | Sabbia con ghiaia limosa |
| 0,8 | 35 | 52 | 12 | - | Sabbia con ghiaia debolmente limosa |

Tabella 5.3

5.2.2 Altri parametri fisico volumetrici

Le caratteristiche fisiche volumetriche vengono illustrate nella tabella 5.4 riassuntiva:

| Profondità (m) | w(%) | Y _d (kN/m ³) | Y _n (kN/m ³) | Y _{sat} (kN/m ³) | G _s (kN/m ³) | e | n(%) | S(%) | Sostanza organica (%) | k(cm/sec) |
|----------------|------|-------------------------------------|-------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------------|-----|------|------|-----------------------|----------------------|
| 0,2 | 32,7 | 7,5 | 9,8 | 14,3 | 23,5 | 1,3 | 68,2 | 57,4 | 7,8 | 7,3·10 ⁻⁵ |
| 0,5 | 28,7 | 7,7 | 10 | 14,6 | 24,4 | 1,3 | 68,3 | 52,5 | 6,1 | 2,2·10 ⁻⁵ |
| 0,7 | 23,8 | 7,3 | 9,0 | 14,4 | 25,3 | 1,3 | 71 | 45,0 | 7,8 | 2,2·10 ⁻⁵ |
| 1 | 14,1 | 7,8 | 8,9 | 14,6 | 24,5 | 1,3 | 68,2 | 25,9 | 5,5 | 8,7·10 ⁻⁶ |
| 0,3 | 24,6 | 10,2 | 14,8 | 16,2 | 25,3 | 1,5 | 64,2 | 42,5 | 7,8 | 9,3·10 ⁻⁴ |
| 0,5 | 32,2 | 10,0 | 12,0 | 12,3 | 25,3 | 1,8 | 70,5 | 45,5 | 6,1 | 2,2·10 ⁻⁵ |
| 0,4 | 5,7 | 10,7 | 11,3 | 16,1 | 23,5 | 1,2 | 54,7 | 11,2 | 6,0 | 1,0·10 ⁻³ |
| 0,9 | 4,5 | 10,9 | 11,3 | 16,4 | 24,2 | 1,2 | 55,1 | 9,1 | 3,9 | 2,0·10 ⁻³ |
| 0,8 | 5,6 | 10,7 | 11,2 | 16,5 | 23,5 | 1,2 | 54,7 | 11,2 | 6,0 | 1,0·10 ⁻³ |
| 0,12 | 28,8 | 7,8 | 10,9 | 14,6 | 24,2 | 1,2 | 67,6 | 57,6 | 5,2 | 1,8·10 ⁻³ |
| 0,14 | 15,8 | 7,8 | 10,9 | 14,6 | 24,6 | 1,2 | 68,1 | 32,1 | 4,6 | 1,0·10 ⁻³ |
| 0,16 | 12,6 | 7,9 | 11,0 | 14,6 | 24,2 | 1,2 | 67,6 | 25,2 | 3,8 | 5,0·10 ⁻³ |
| 0,30 | 29,7 | 9,8 | 12,2 | 15,6 | 23,4 | 1,4 | 58,3 | 49,8 | 4,9 | 1,0·10 ⁻³ |
| 0,65 | 23,1 | 7,5 | 12,2 | 14,4 | 24,6 | 1,3 | 69,7 | 42,6 | 4,9 | 1,6·10 ⁻³ |
| 0,8 | 29,7 | 9,8 | 12,2 | 15,6 | 23,4 | 1,4 | 58,3 | 49,8 | 4,9 | 1,0·10 ⁻³ |

Tabella 5.4 Caratteristiche fisico-volumetriche dei terreni piroclastici prelevati sulla Collina dei Camaldoli (versante ovest); gli ultimi tre campioni della tabella sono prelevati sul versante Sud

Le piroclastiti sono costituite essenzialmente da particelle di sostanza vetrosa più o meno soffiata e vacuolare, la cui superficie esterna è caratterizzata da un contorno irregolare e dalla presenza di numerosissimi pori. Alcuni pori si arrestano a breve distanza dalla superficie esterna altri invece si addentrano nell'interno formando canalicoli di dimensioni e forme svariatissime (Pellegrino, 1967) Il peso specifico varia da 2,53 e 2,34 g/cm³.

La porosità media in percentuale è intorno al 60%. Se si considera la sola granulometria dei terreni in questione, costituiti in notevole percentuale da particelle con dimensioni di sabbia e per di più da un elevato assortimento granulometrico, questi valori della porosità appaiono notevolmente alti, ma per questi terreni bisogna considerare non solo gli interstizi presenti tra le particelle ma anche i pori esistenti all'interno delle stesse. All'elevata porosità ed ai bassi valori del peso specifico delle particelle corrispondono ridotti valori del peso secco per unità di volume da 0,7 a 1 g/cm³

I contenuti d'acqua risultano molto variabili, così come il grado di saturazione (0,09 e 0,57) poiché il prelievo è stato effettuato in vari mesi dell'anno, inoltre si evidenzia la parziale, talvolta ridotta, saturazione; tali piroclastiti, infatti, sono a quote superiori del pelo libero della falda freatica. Dai dati tabellati si nota, inoltre, la ridotta quantità di sostanza organica.

Un altro parametro indicativo è il coefficiente di conducibilità idraulica, stimato in base alla formula suggerita da Hazen ($K=Cd^2$), attraverso l'analisi granulometrica. I valori indicano che questi terreni sono caratterizzati da una medio-bassa permeabilità.

| Profondità (cm) | w _L | w _P | I _P |
|-----------------|----------------|----------------|----------------|
| 0,2 | 53,5 | 42,8 | 10,7 |
| 0,5 | 49,4 | 40,6 | 8,8 |
| 0,7 | 46,8 | 38,7 | 8,1 |
| 1 | 45,5 | 40,2 | 5,3 |
| 0,5 | 41,3 | 34,7 | 6,6 |
| 0,8 | 49,4 | 40,6 | 8,8 |
| 0,4 | 40,3 | 33,0 | 7,3 |
| 0,9 | 35,9 | 31,6 | 4,2 |
| 0,8 | 52,7 | 38,7 | 14,0 |
| 0,12 | 48,6 | 35,3 | 13,31 |
| 0,14 | 49,8 | 40,1 | 9,70 |
| 0,16 | 47,6 | 36,4 | 11,2 |
| 0,30 | 50,1 | 40,2 | 9,85 |
| 0,65 | 50,5 | 43,2 | 7,23 |
| 0,80 | 50,5 | 41,8 | 9,8 |

Tabella 5.5

5.2.3 Limiti di Atterberg

Un terreno assume determinati stati fisici a seconda del contenuto d'acqua. I limiti di consistenza, o di Atterberg, segnano il passaggio di una miscela di terreno ed acqua da uno stato fisico all'altro (tabella 5.5).

Di particolare importanza è l'indice di plasticità (che definisce l'intervallo di variazione del contenuto d'acqua all'interno del quale il terreno ha un comportamento plastico) definisce

tale materiale come poco plastico. Ciò significa che per piccole variazioni del contenuto d'acqua passa direttamente dallo stato semisolido a quello liquido, con una conseguente repentina diminuzione delle caratteristiche di resistenza al taglio

Le piroclastiti, infatti, sono costituite da particelle di dimensioni dal micron ed il centimetro, allo stato vetroso e con struttura vacuolare, ciò non solo fa aumentare notevolmente la porosità, ma fa ridurre al minimo la plasticità, (Pellegrino, 1967).

5.3 Parametri meccanici

5.3.1 Compressibilità

Per lo studio della compressibilità sono state effettuate alcune prove di compressione edometrica su campioni indisturbati di piroclastiti.

La prova di compressibilità edometrica, ha lo scopo di caratterizzare il comportamento di un campione indisturbato di terreno, sottoposto ad una sequenza di carichi e scarichi assiali, in condizioni di deformazione laterale impedita; essa simula, in laboratorio, il processo di consolidazione monodimensionale *dove per consolidazione s'intende la graduale riduzione del volume di un terreno saturo a grana fine, in conseguenza di un aumento delle tensioni totali, del contestuale aumento delle pressioni neutre e del progressivo trasferimento dell'incremento delle tensioni totali dall'acqua allo scheletro solido, attraverso la dissipazione delle sovrappressioni neutre e l'aumento delle tensioni effettive.*

Il tempo con cui si esplica la consolidazione dipende dalle caratteristiche di compressibilità e dalla permeabilità del terreno.

Il coefficiente di consolidazione è stato calcolato adottando la costruzione grafica suggerita da Taylor.

I valori sono mostrati in tabella 5.6 e suggeriscono che i tempi in cui avviene la consolidazione primaria sono molto brevi. Infatti, i punti del diagramma cedimenti-tempo, quest'ultimo in scala logaritmica) si dispongono su di un tratto di retta, ciò significa che le registrazioni sono relative al cedimento secondario e che il primario si esaurisce rapidamente.

Le prove edometriche eseguite indicano uno stato di *sovracconsolidazione* dei campioni; (l'O.C.R va da 8 a 11). Difficile pensare che tale valore sia giustificato da un processo di notevole erosione, che pure agisce, ma non è responsabile da solo di valori così elevati. Altra motivazione da considerare è legata all'effetto dei cicli di essiccamento e imbibizione che attraverso le fasi di carico e scarico tendono a sovracconsolidare il campione.

Dalla curva edometrica si possono ricavare altri parametri meccanici, quali:

- Indice di compressibilità C_c rappresenta la pendenza della curva nel tratto di scarico.
- Indice di rigonfiamento C_r rappresenta la pendenza della curva nel tratto di scarico
- Modulo edometrica E_{ed}
- Permeabilità K

I valori di tali parametri sono riportati in tabella 5.6

| Profondità | C_c | C_r | $C_v(\text{cm}^2/\text{s})$ | OCR | $K(\text{cm/s})$ |
|------------|-------|-------|-----------------------------|-----|---------------------|
| 0,5 | 0,43 | 0,03 | $3,4 \cdot 10^{-3}$ | 8 | $4,7 \cdot 10^{-3}$ |
| 0,8 | 0,54 | 0,03 | $3,3 \cdot 10^{-3}$ | 10 | $6,2 \cdot 10^{-3}$ |
| 0,4 | 0,33 | 0,02 | $1,2 \cdot 10^{-3}$ | 8 | $1 \cdot 10^{-3}$ |
| 0,3 | 0,35 | 0,02 | $2,2 \cdot 10^{-3}$ | 11 | $1 \cdot 10^{-3}$ |

Tabella 5.6

5.3.2 Resistenza a rottura

Lo studio della resistenza a rottura delle piroclastiti è stato effettuato attraverso prove di taglio diretto su provini indisturbati.

In particolare si osserva che le curve sforzo di taglio - spostamento presentano dei tratti a “dente di sega”, dovuti ad aumenti e diminuzioni della resistenza al taglio, causati dalla rottura di pomici che s’incontrano sul piano di taglio (Esposito et alii, 2002).

La deformazione verticale, invece, dapprima diminuisce e poi si mantiene abbastanza costante con lo spostamento. Tale comportamento è tipico di una sabbia sciolta, in cui, durante la fase di rottura, i singoli grani si spostano dalla loro configurazione iniziale per raggiungere un assetto più denso e più stabile. Si può, quindi, affermare che la resistenza a taglio di questi materiali è dovuto ad un fenomeno di “rolling” piuttosto che ad un fenomeno di “sliding”.

I parametri meccanici ottenuti dalle prove di taglio sono illustrati nella tabella 5.7:

| Profondità(m) | ϕ' | c' (kPa) |
|---------------|---------|------------|
| 0,5 | 28 | 6,8 |
| 0,8 | 36 | 4,7 |
| 0,5 | 43 | 3,9 |
| 0,3 | 35 | 2,1 |

Tabella 5.7

CAPITOLO 6

MODELLI IDROLOGICI

- **6.1 INTRODUZIONE**
- **6.2 RELAZIONE TRA PIOGGIA E STABILITÀ DEI VERSANTI**
- **6.3 ANALISI DEI DATI PLUVIOMETRICI**

6.1 Introduzione

Come già detto nel capitolo 1, secondo Cascini 1986, i modelli per descrivere la relazione tra eventi meteorici e movimenti franosi possono essere ricondotti in due categorie principali: *modelli idrologici* e *i modelli completi di versante*

In questo capitolo si conduce una serie di osservazioni relative al primo modello. Si ricorda che nel modello idrologico non vengono analizzati gli aspetti più strettamente idrogeologici e geotecnici (regime delle pressioni interstiziali, caratteristiche di resistenza, età.), ma ci si limita a cercare correlazioni empiriche tra eventi meteorici e movimenti franosi sulla scorta di un'ampia disponibilità di dati storici.

Per condurre tale analisi ci si è serviti dei *dati dell'analisi storica degli eventi franosi progressi*, condotta dal C.U.G.R.I. (Consorzio Inter-Universitario per la Previsione dei Grandi Rischi Università di Salerno-Università di Napoli) e dei *dati pluviometrici della stazione di Napoli Camaldoli* (ubicata a quota 384 m) forniti dalla Regione Campania (SETTORE PROGRAMMAZIONE INTERVENTI DI PROTEZIONE CIVILE SUL TERRITORIO).

La relazione tra particolari condizioni idrologiche e l'accadimento dei fenomeni franosi, è la chiave essenziale per la definizione della pericolosità indotta dagli stessi sul territorio. La ricerca di tale relazione appare molto complessa per questa tipologia di frane, infatti le condizioni idrogeologiche predisponenti sono molto variabili nello spazio poiché differenziate dalla variabilità dell'assetto stratigrafico e morfologico delle coltri piroclastiche, nonché del substrato sottostante.

Ciò, in definitiva, spiega, prescindendo dalla variabilità spaziale con cui si manifestano le piogge, l'apparente aleatorietà con la quale si localizzano i suddetti fenomeni lungo i versanti (P. De Vita, 2005). A tal proposito è bene sottolineare che si è dovuta eseguire una notevolissima selezione dei dati raccolti, affinché ci fosse una corrispondenza attendibile tra l'evento franoso e i dati meteorici considerati.

6.2 Relazione tra pioggia e stabilità dei versanti

Tra ottobre 2004 e marzo 2005, la Collina dei Camaldoli è stata interessata da ben tre eventi franosi, a seguito di precipitazioni di *particolare intensità*.

Il primo si è verificato ad ottobre 2004, il secondo il 26 dicembre 2004 e infine il terzo il 4 marzo 2004 (Foto nn. 1, 2, 3 e 4).

Gli stessi eventi meteorici sono stati causa di fenomeni franosi in più punti del territorio, interessando, in diversa misura, tutta l'area collinare del comune di Napoli.

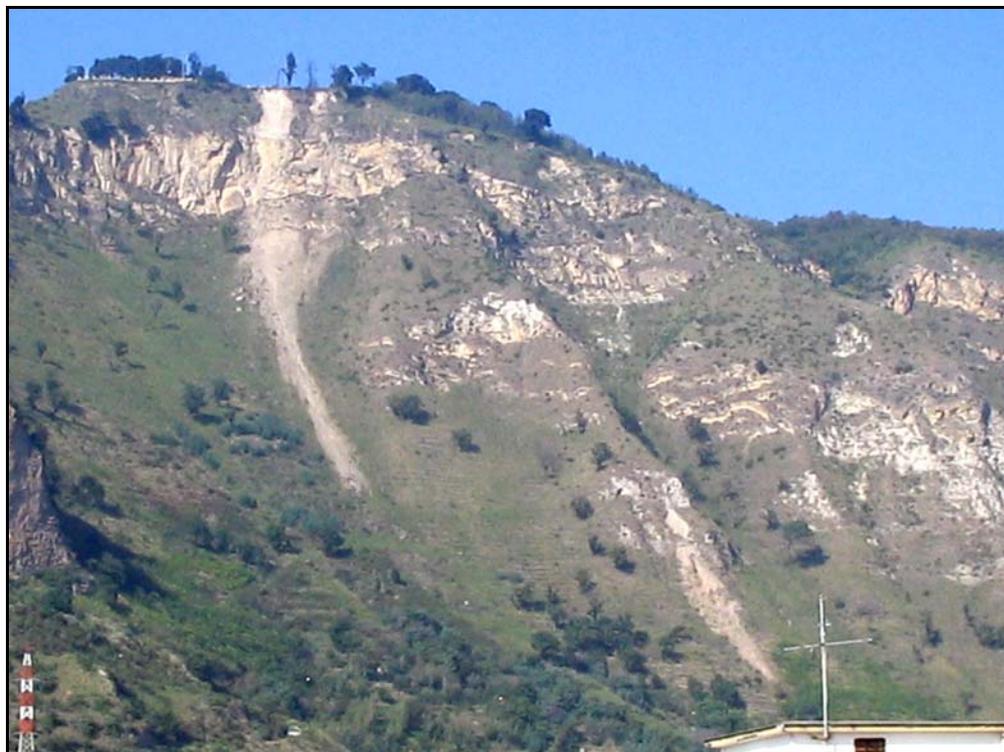


Foto 6.1 Eremo, versante Sud: 13 ottobre 2004; scorrimento rotazionale evolvente in colata rapida. Ai piedi il quartiere di Soccavo.



Foto 6.2 Collina dei Camaldoli, versante Sud: 26 dicembre 2004; scorrimento rotazionale-evolvente in colata.

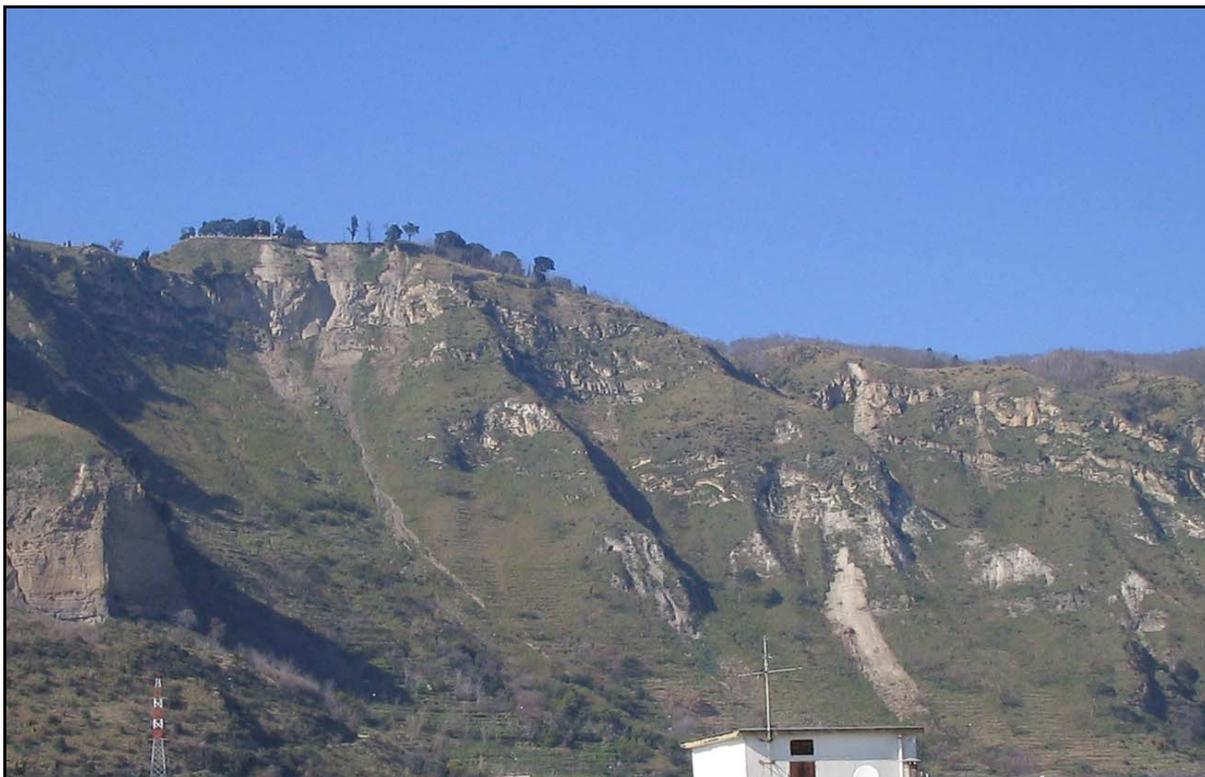


Foto 6.3 Collina dei Camaldoli, versante Sud: 4 marzo 2005; riattivazione di vecchi fenomeni e nuovi eventi.



Foto 6.4 Collina dei Camaldoli, versante Ovest: 4 marzo 2005; scorrimenti rotazionali evolventi in colate. Ai piedi il quartiere di Pianura.

Il grafico (figura 6.5) successivo mette in relazione le piogge (cumulate giornaliere) nel tempo e il relativo andamento dei valori di suzione. Inoltre, vengono evidenziate in rosso, le piogge che hanno caratterizzato i tre eventi franosi.

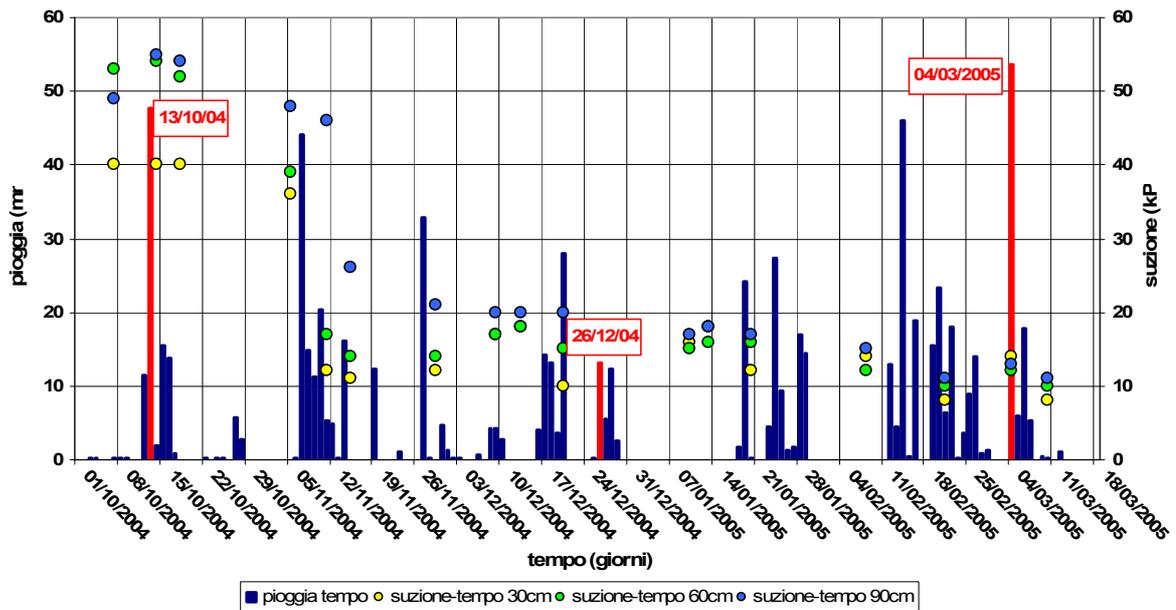


Figura 6.5

I dati relativi ai tre eventi vengono descritti nella tabella 6.6:

| Data dell'evento franoso | Letture di suzione (kPa) | | | Pioggia giornaliera (mm) |
|--------------------------|--------------------------|-----------|-----------|--------------------------|
| 13 ottobre 04 | 30 cm: 40 | 60 cm: 54 | 90 cm: 55 | 47,6 |
| 26 dicembre 04 | | | | 13.2 |
| 4 marzo 05 | 30cm: 14 | 60cm: 12 | 90cm: 13 | 53.6 |

Tabella 6.6

Gli ultimi tre eventi franosi descritti hanno caratteristiche piuttosto disomogenee.

Il primo evento si è verificato nel mese di ottobre 2004, dopo un evento pluviometrico piuttosto intenso, il valore di suzione in tale data è alto, il che potrebbe far pensare che tale fenomeno sia stato di tipo erosivo. L'ipotesi è avallata dal fatto che il fenomeno è unico e che all'atto del sopralluogo si riconosceva materiale di riporto, che avrebbe appesantito la porzione del versante, oggetto della frana. Il fenomeno, in definitiva, potrebbe essere legato ad una situazione molto specifica.

Il secondo evento si è verificato il 26 dicembre 04. La pioggia innescante è di 13,2 mm preceduta da un periodo piovoso (infatti i valori delle suzione stavano lentamente scendendo).

Infine l'ultimo evento determinato da una pioggia di 53,6 mm che seguiva un intervallo decisamente piovoso, in questo periodo i valori di suzione raggiungevano i valori più bassi osservati. Le frane causate da quest'ultimo evento meteorico hanno avuto una vasta diffusione in tutto il Comune di Napoli, e più in generale in Campania

6.3 Analisi degli eventi pluviometrici determinanti.

In questo paragrafo viene illustrato uno studio riguardante l'analisi della distribuzione delle precipitazioni fino a tre mesi prima dell'evento franoso, intervallo significativo per la

messa in essere delle condizioni idrologiche determinanti e predisponenti l'innescò dei fenomeni in oggetto (P. De Vita, 2005) Lo scopo ultimo è quindi di approfondire le caratteristiche e i valori di soglia delle piogge determinanti l'innescò, formulando dei modelli idrologici di innescò delle piogge su basi empiriche (Cascini L. e Versace P., 1986).

I fenomeni in studio si caratterizzano come fenomeni d'instabilità superficiali, coinvolgenti spessori relativamente modesti di coperture piroclastiche e, pertanto, riconducibili, genericamente, al periodo immediatamente precedente l'evento stesso (Cascini L. e Versace P., 1986), anche fino ad alcune ore prima.

In primo luogo vengono mostrati in dettaglio gli istogrammi delle precipitazioni fino a 30 giorni prima dell'eventi franosi analizzati

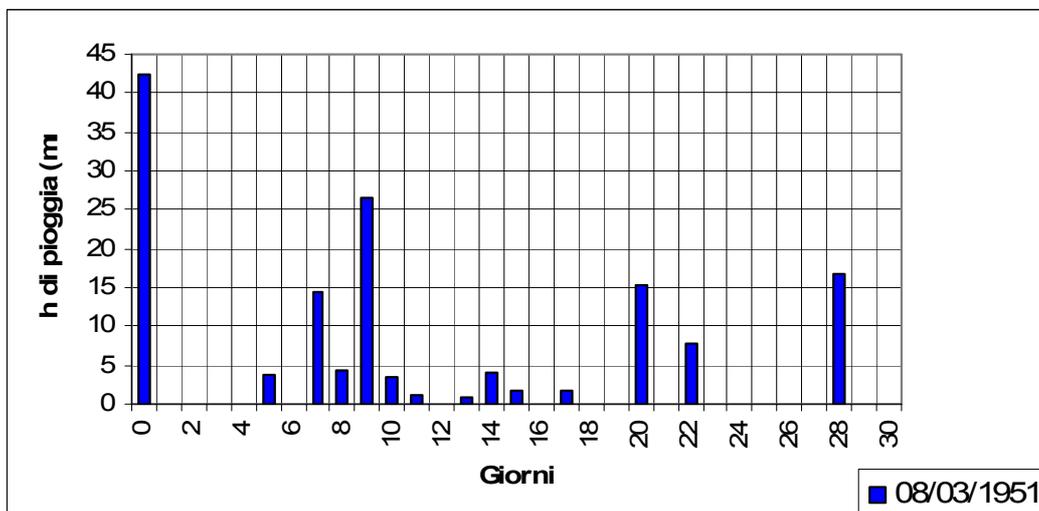


Figura 6.7

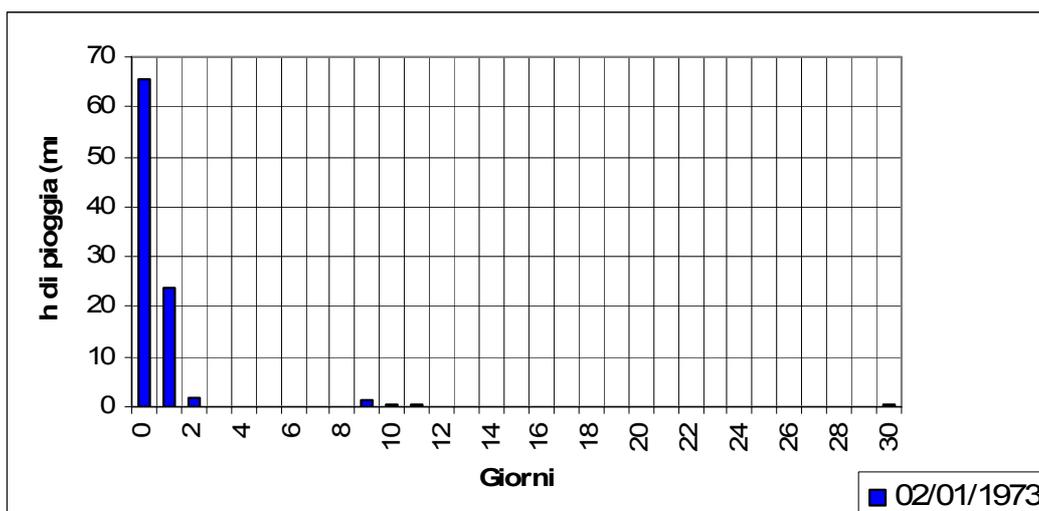


Figura 6.8

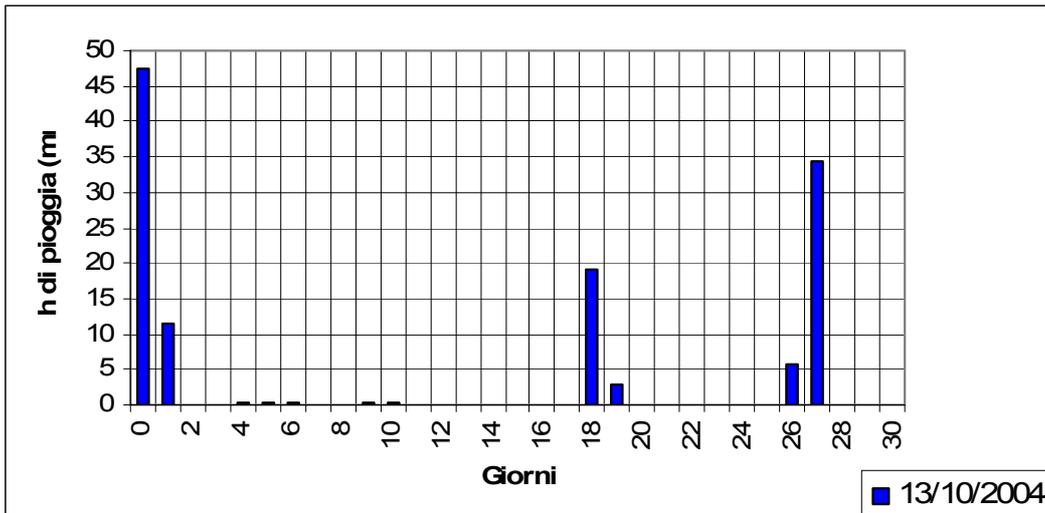


Figura 6.9

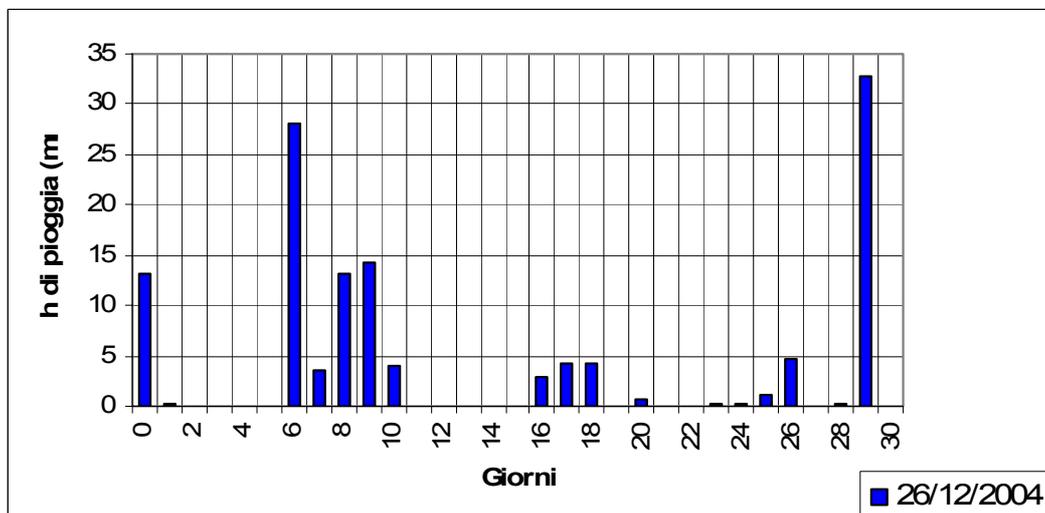


Figura 6.10

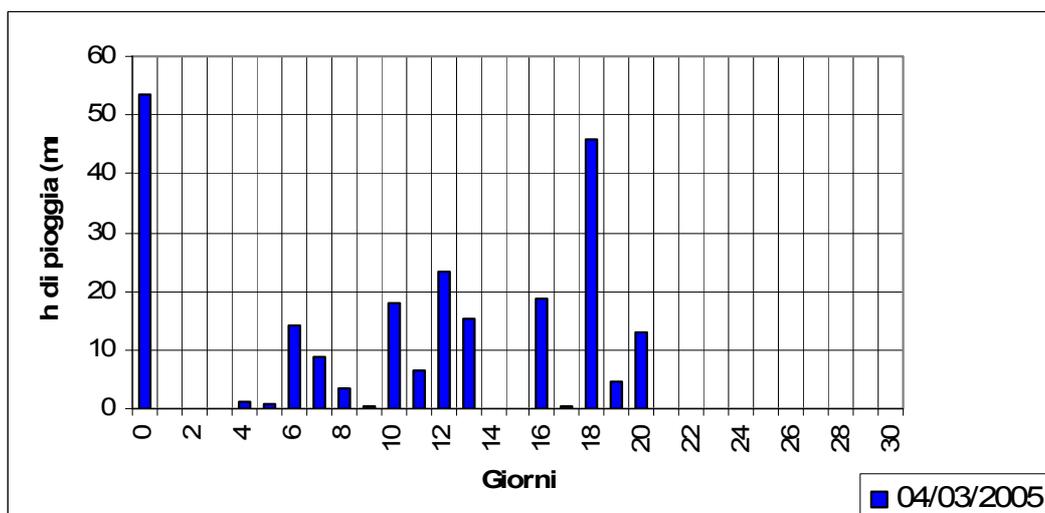


Figura 6.11

Dalle sequenze pluviometriche giornaliere sono stati ricavati i seguenti parametri:

- Precipitazioni nel giorno dell'evento (P)

- Precipitazione nel giorno precedente a quello dell'evento (P_1);
- Precipitazione cumulata sui 5 giorni antecedenti l'evento (ΣP_5);
- Precipitazione cumulata sui 10 giorni antecedenti l'evento (ΣP_{10});
- Precipitazione cumulata sui 20 giorni antecedenti l'evento (ΣP_{20});
- Precipitazione cumulata sui 40 giorni antecedenti l'evento (ΣP_{40});
- Precipitazione cumulata sui 60 giorni antecedenti l'evento (ΣP_{60}).

Si vuole, quindi, cercare una correlazione tra pioggia del giorno dell'evento, considerata come determinante e pioggia cumulata nel periodo precedente, considerata come predisponente (Crozier M.J e Eyles R.J, 1980).

L'omogeneità della distribuzione delle piogge nelle sequenze pluviometriche giornaliere antecedenti l'insacco del fenomeno è stata analizzata attraverso il calcolo del coefficiente di correlazione tra i valori di pioggia giornaliera cumulata e il tempo trascorso (P. De Vita).

Questo parametro dà indicazione, per lo stesso periodo di riferimento e a parità di pioggia cumulata, delle condizioni più favorevoli al processo d'infiltrazione efficace.

Una sequenza pluviometrica, a parità di condizioni (pioggia cumulata sullo stesso periodo di riferimento), caratterizzata da un coefficiente di correlazione sulla curva cumulata più alto, favorisce i processi d'infiltrazione efficace, sia perché testimonia la scarsa presenza d'interruzioni nella sequenza pluviometrica, sia perché indica l'assenza di valori giornalieri molto più elevati degli altri, caratterizzati, presumibilmente, da intensità orarie elevate che, superando la capacità d'infiltrazione del terreno inducono fenomeni di ruscellamento superficiali.

Per ciascun evento è stato calcolato il coefficiente di correlazione sulla curva cumulata per 10 giorni antecedenti l'evento e per 20 giorni antecedenti l'evento.

E' da precisare che i primi tentativi eseguiti al fine di stabilire una relazione tra pioggia del giorno dell'evento e piogge antecedenti hanno coinvolto molti più dati di quanti successivamente mostrati. Dai quei diagrammi, però, non è stato possibile fare alcun tipo di osservazione, ciò è dovuto, probabilmente, all' utilizzo di dati di pioggia non legati al fenomeno franoso analizzato, per la distanza dei pluviometri utilizzati dalle aree di innesco. Sulla scorta di queste considerazioni, si è voluto restringere notevolmente il campo utilizzando solo i dati pluviometrici della stazione Camaldoli e considerando esclusivamente i fenomeni verificatesi sulla collina e descritti come scorrimenti-colate.

La prima di queste elaborazioni è la correlazione tra la pioggia nel giorno dell'evento (P) e la pioggia nel giorno l'evento antecedente, come proposto dal modello idrologico per l'innesco di frane superficiali di Crozier e Eyles (1980) (fig 6.12) I

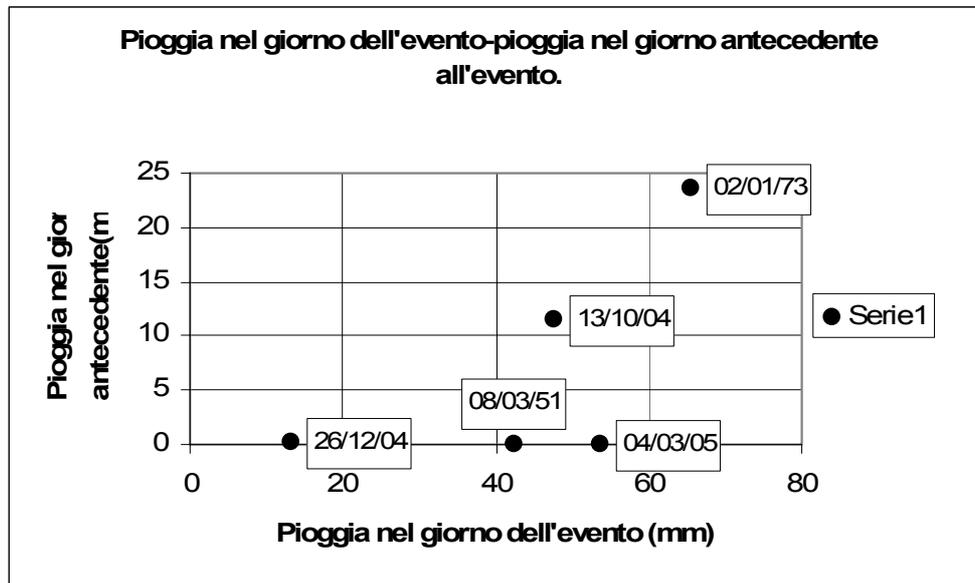


Figura 6.12

Le piogge nel giorno dell'evento sono comprese tra 13,2 e 65,6 mm. I valori di P_1 sono tutti minori di 25 mm e per ben tre eventi i valori di pioggia attribuiti al giorno precedente all'evento sono praticamente nulli.

La correlazione tra le piogge del giorno antecedente e i 5 giorni antecedenti è illustrata nella seguente figura 6.11:

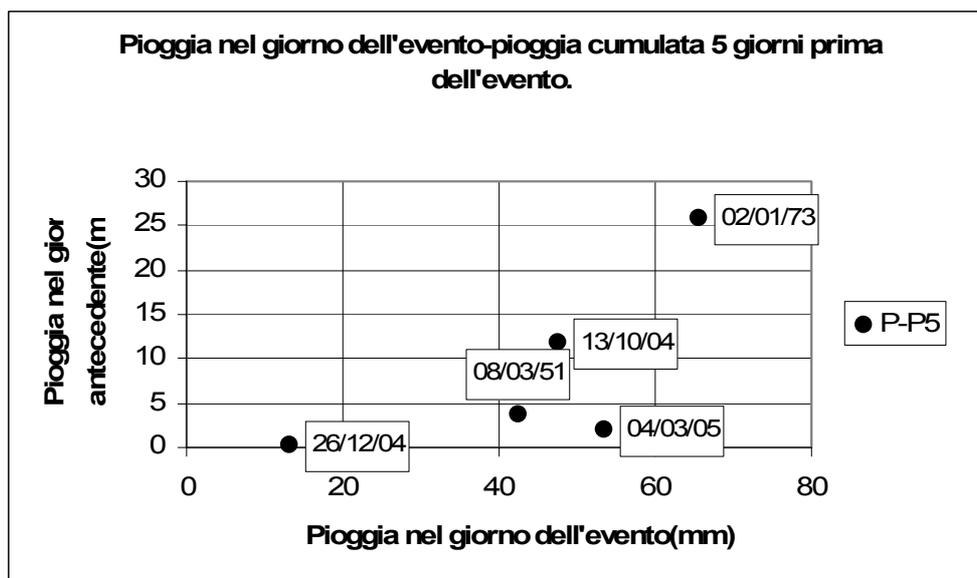


Figura 6.12

In figura 6.12 viene illustrata la relazione tra pioggia nel giorno dell'evento e cumulata dei 10 giorni antecedenti all'evento franoso. All'aumentare della pioggia del giorno dell'evento diminuisce il valore della cumulata dei 10 giorni antecedenti all'evento. Ciò sarebbe chiara

testimonianza dell' influenza notevole delle condizioni idrologiche antecedenti l'evento. Inoltre, in figura si osserva che il valore delle cumulate per 10 giorni aumenta fino ad un valore 63,2.

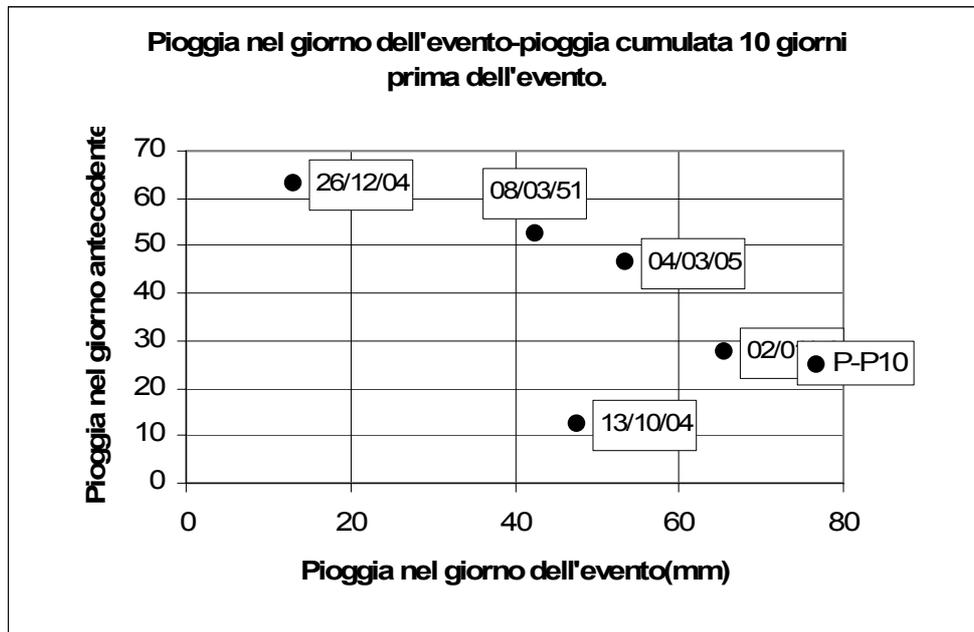


Figura 6.13

Tale andamento si mantiene, anche se in maniera meno evidente, per le cumulate dei 20, 40 e 60 giorni antecedenti. L' evento che si discosta maggiormente da tale andamento è quello relativo al 04/03/05

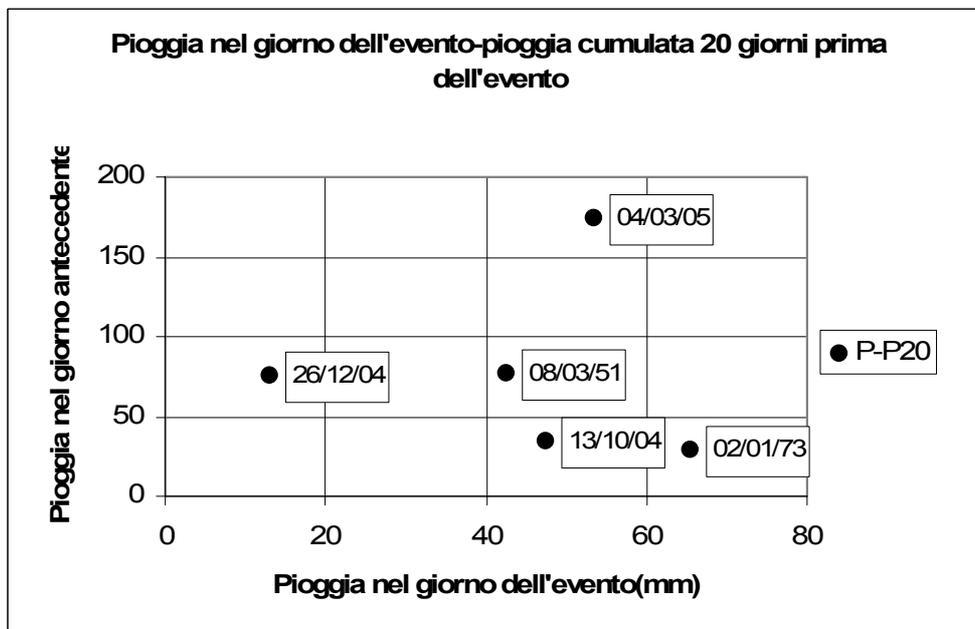


Figura 6.14

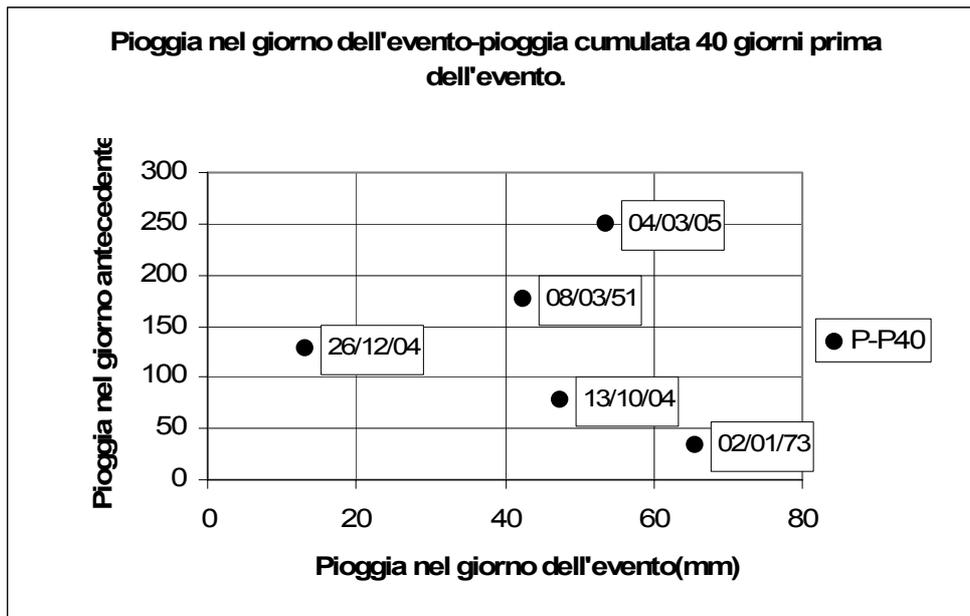


Figura 6.15

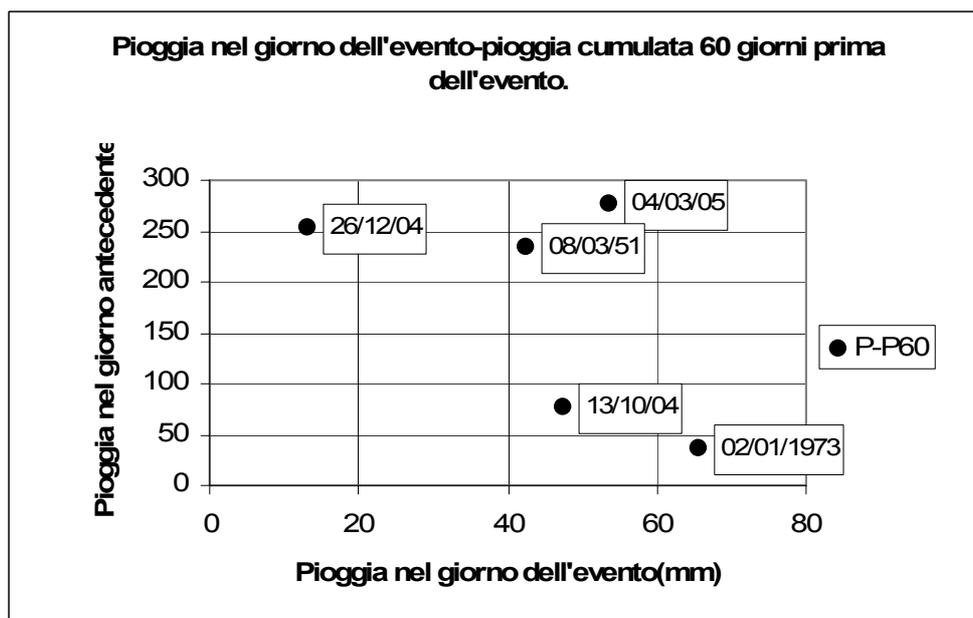


Figura 6.16

L'analisi dell'omogeneità della distribuzione delle precipitazioni mediante il coefficiente di correlazione calcolato sulla curva cumulata di 10 e 20 giorni antecedenti, evidenzia come, ai fenomeni siano attribuibili sequenze pluviometriche molto omogenee come valore delle piogge giornaliere. Questo parametro indica, a parità di pioggia cumulata, ed a parità di intervallo temporale, la distribuzione maggiormente omogenea di una sequenza di giorni piovosi. Per tali motivi può essere considerato un buon indicatore delle migliori condizioni che consentono l'infiltrazione di una sequenza pluviometrica (De Vita P., 2000). Nei grafici, che illustrano la relazione tra il coefficiente di correlazione ed il rispettivo valore della pioggia

cumulata, i punti si collocano nella parte alta. Pertanto i fenomeni sembrano essere notevolmente influenzati dalle sequenze pluviometriche antecedenti l'evento stesso. Qualsiasi sia la quantità di pioggia precipitata il giorno dell'evento i coefficienti di correlazione delle cumulate dei giorni precedenti sono sempre prossimi all'unità, eccetto per l'evento del 02/01/73. (figure 6.18, 6.19)

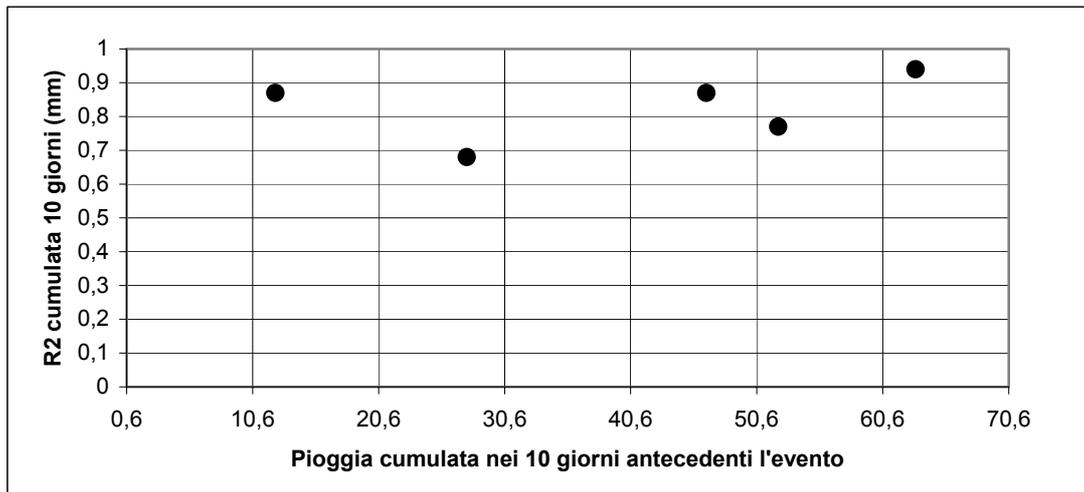


Figura 7.18

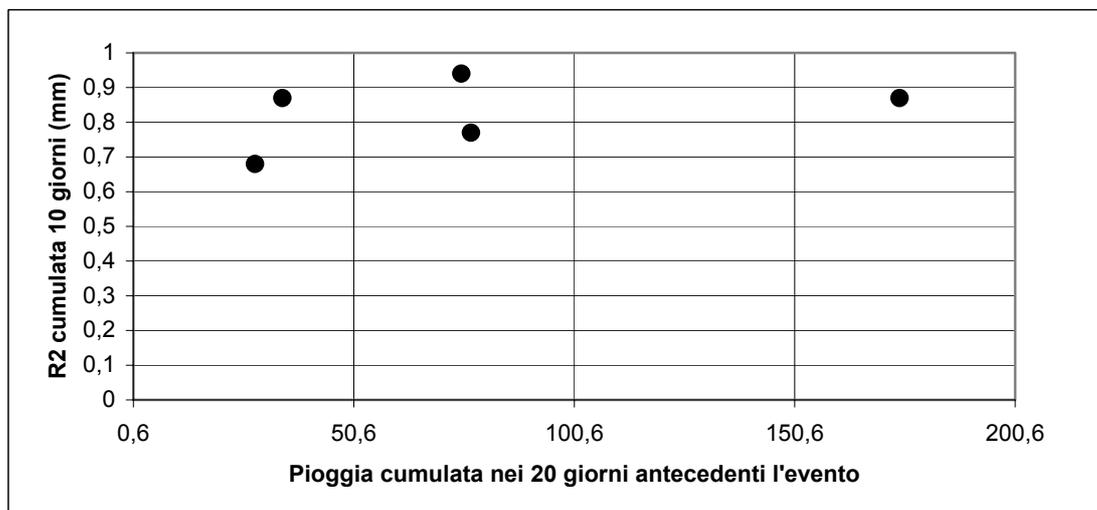


Figura 6.19

Si osserva, inoltre, (figura 6.20) dalla relazione tra la pioggia nel giorno dell'evento e il coefficiente di correlazione calcolata sulla curva cumulata dei dieci giorni antecedenti al fenomeno, che all'aumentare del coefficiente di correlazione diminuisce la pioggia giornaliera capace d'innescare il fenomeno

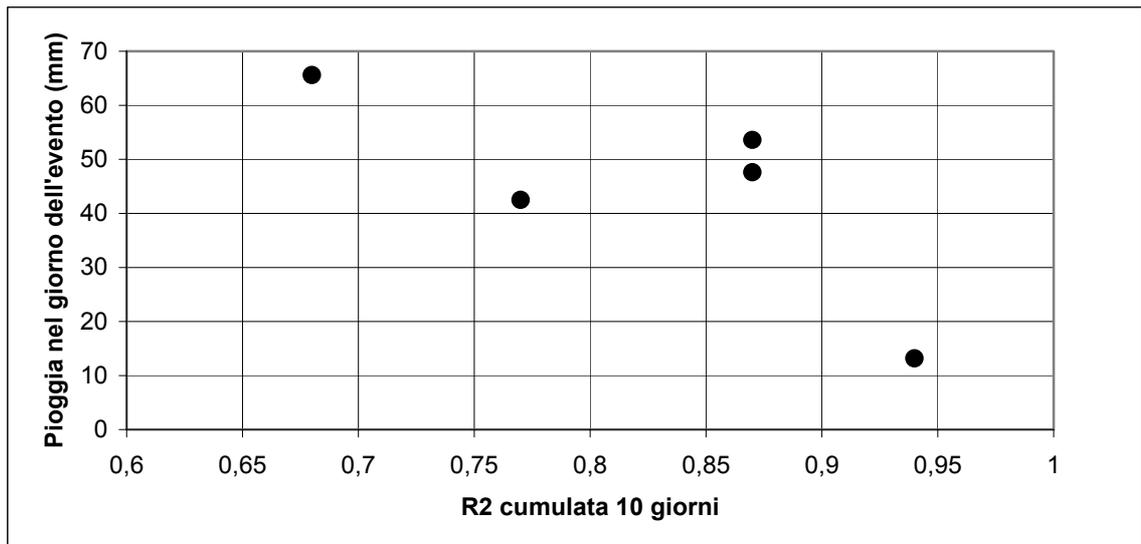


Figura 6.20

CAPITOLO 7

MODELLI COMPLETI DI VERSANTE

- **7.1 INTRODUZIONE**
- **7.2 MISURE DI SUZIONE IN SITO**
 - 7.1.1 STRUMENTAZIONE
 - 7.1.2 PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO
 - 7.1.3 RACCOLTA DATI E OSSERVAZIONI
- **7.2 CARATTERIZZAZIONE DELLE PROPRIETÀ IDROLOGICHE DELLE PIROCLASTITI DEL NAPOLETANO. MODELLIZZAZIONE DELLE CURVE DI RITENZIONE IDRICA E DELLE FUNZIONI PERMEABILITÀ.**
- **7.3 ISTERESI DELLA CURVA CARATTERISTICA.**
- **7.4 CARATTERIZZAZIONE DELLE PROPRIETÀ MECCANICHE DELLE PIROCLASTICI PARZIALMENTE SATURE DEL NAPOLETANO.**

7.1 Introduzione

Questo capitolo si basa sul secondo approccio illustrato da Cascini (1986) in cui si parla di *modello completo di versante*, tale criterio intende riprodurre matematicamente i fenomeni fisici che avvengono nel pendio in relazione agli eventi di pioggia. La definizione di un modello di questo genere richiede:

- Ricostruzione stratigrafica del sottosuolo e la definizione delle condizioni iniziali del terreno (porosità, contenuto d'acqua, ecc.).
- Conoscenza degli apporti meteorici.
- Definizione della curva di ritenzione idrica.
- Determinazione della funzione di permeabilità.
- Variazione della resistenza del terreno in funzione dei diversi valori della suzione.

Alcuni di questi punti sono stati ampiamente discussi nei capitoli precedenti, in questa fase si discuterà essenzialmente degli ultimi tre.

7.2 Misure della suzione in sito

La campagna di indagini, finalizzata alla misura della pressione neutra negativa, è stata eseguita da ottobre 2003 a maggio 2005 avvalendosi di *tensiometri jet-fill*.

I tensiometri sono stati installati in un'area localizzata sulla Collina dei Camaldoli (versante ovest che guarda il quartiere di Pianura) (figura 7.1).

Le caratteristiche fisico-meccaniche del terreno oggetto di studio sono ampiamente discusse nel capitolo 5.

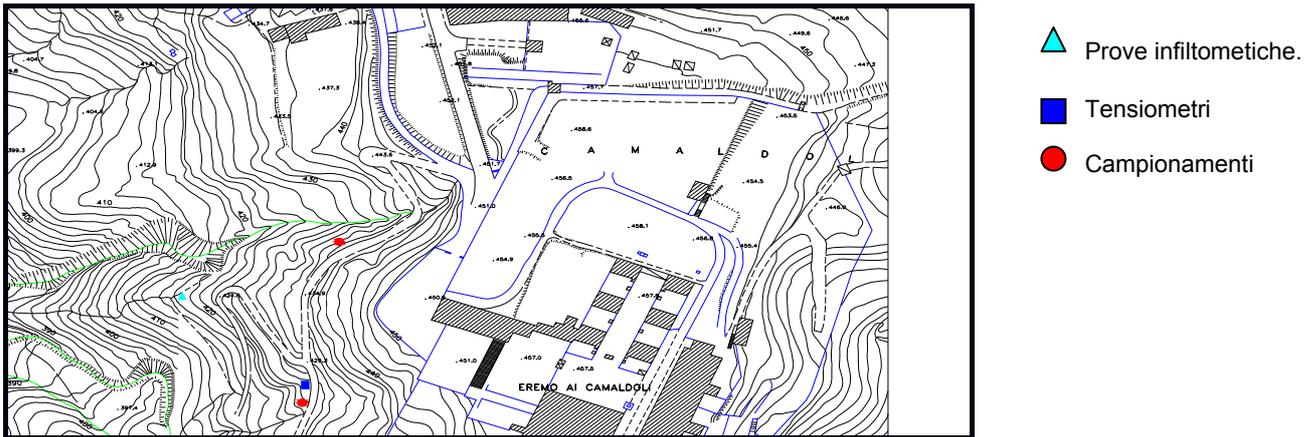


Figura 7.1

7.1.1 Strumentazione

Il tensiometro è uno strumento utilizzato prevalentemente in campo agronomico per monitorare costantemente la disponibilità idrica nei terreni coltivati al fine di ottimizzare gli interventi di irrigazione; ulteriore applicazione di questo semplice ed efficace dispositivo interessa i piani di protezione idrogeologica del territorio in quanto consente di ottenere giorno per giorno le variazioni del potenziale d'acqua presente nel terreno, quest'ultimo è stato lo scopo della campagna d'indagini in oggetto.

7.1.2 Principio di funzionamento

Il tensiometro (Fig. 7.2) è costituito da un serbatoio cilindrico ermetico (tubo in PVC trasparente), disponibile in diverse lunghezze, (per la campagna in oggetto sono stati utilizzati tensiometri di lunghezza 30, 60, 90 cm) ad un'estremità del quale è incollata una punta di ceramica porosa. Sulla testa del serbatoio è montato un manometro. Per misurare il potenziale dell'acqua presente nel terreno, s'installa un certo numero di tensiometri alle varie profondità che s'intendono monitorare, la punta porosa agisce da filtro tra il terreno e l'acqua racchiusa all'interno del tubo cilindrico. Quando c'è molta acqua nel terreno la lancetta del manometro non si muove e segnerà il valore di 0, quando invece il terreno comincia a disidratarsi, il tensiometro perde lentamente una piccola quantità d'acqua dai pori della punta-filtro, poiché il tubo del tensiometro è ermetico, si crea una rapida diminuzione della pressione al suo interno, il manometro indicherà dunque il nuovo valore della pressione.

Lo strumento utilizzato per le misure di campo della suzione è il modello jet-fill, provvisto di un serbatoio che semplifica le operazioni di riempimento, durante le quali si deve assicurare la perfetta deareazione e saturazione del circuito.

Essendo il dispositivo di misura costituito da un manometro analogico a membrana, il valore di suzione, ossia della differenza ($u_a - u_w$), viene ricavato dalla lettura L , ricorrendo all'espressione:

$$s = (u_a - u_w) = L - \gamma_w (d + l)$$

in cui:

l è la distanza dal punto di misura dal piano campagna;

d è la distanza di quest'ultimo dal manometro.

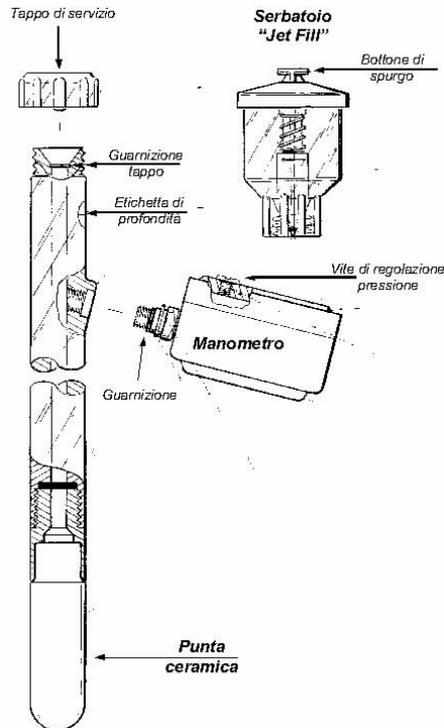


Figura 7.2

7.1.3 Raccolta dati e osservazioni

I dati riportati di seguito sono riferiti ad una stazione di misura posta a 450m slm e si riferiscono a tensiometri posti a 30, 60, 90 cm di profondità dal piano campagna.

La vegetazione è costituita da castagni e da un sottobosco di felci e rovi. L'apparato radicale è costituito da radici di piccolo diametro.

Riportando i valori di suzione in funzione del tempo si ottengono i seguenti grafici (figura 7.3;7.4;7.5):

Si osserva che i tempi di risposta dei tensiometri sono maggiori rispetto alle variazioni del contenuto d'acqua. Tuttavia gli andamenti delle curve ($t; s$) sono mediamente complementari agli andamenti delle curve ($t; w$). Il tensiometro a 30 cm presenta, com'era atteso, l'andamento più articolato per via della maggiori variazioni del contenuto d'acqua in superficie.

Sono stati inoltre messi in relazione i valori di suzione con l'andamento delle piogge utilizzando i dati pluviometrici della stazione di Napoli Camaldoli (ubicata a quota 384 m)

forniti dalla Regione Campania (SETTORE PROGRAMMAZIONE INTERVENTI DI PROTEZIONE CIVILE SUL TERRITORIO).

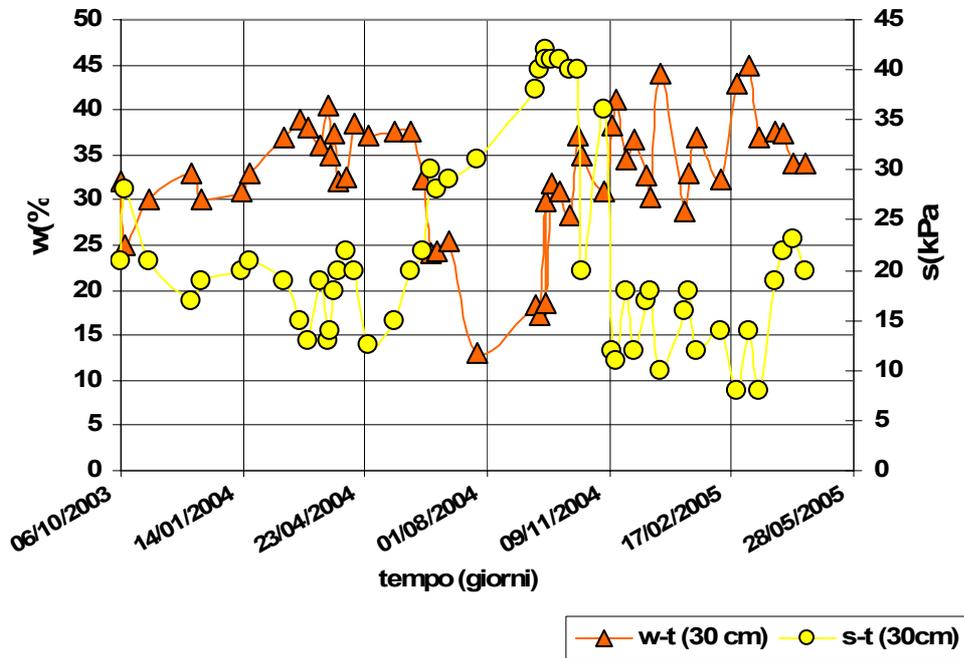


Figura 7.3 Contenuto d'acqua e suzione espressi in funzione del tempo per il tensiometro posto a profondità 30 cm

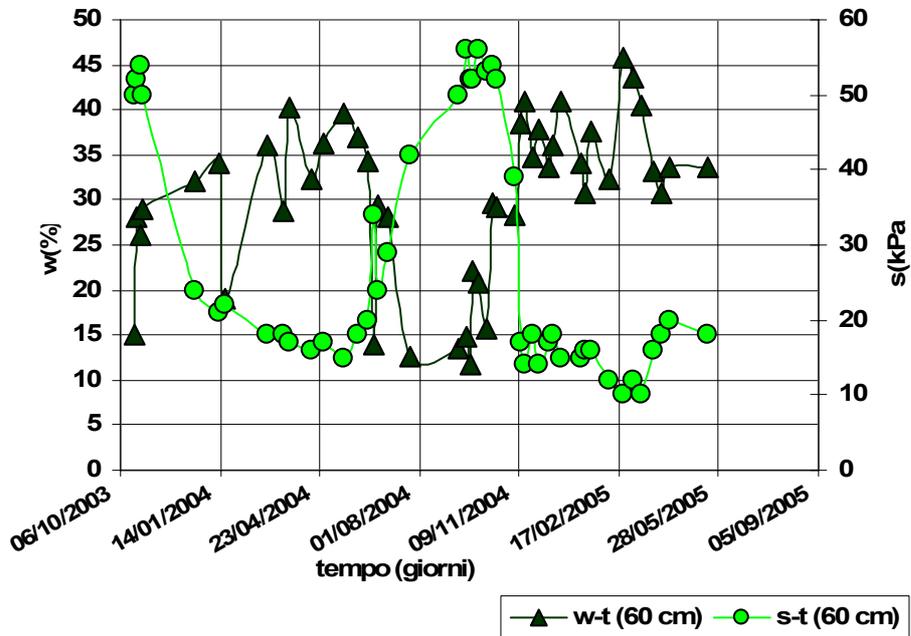


Figura 7.4 Contenuto d'acqua e suzione espressi in funzione del tempo per il tensiometro posto a profondità 60 cm

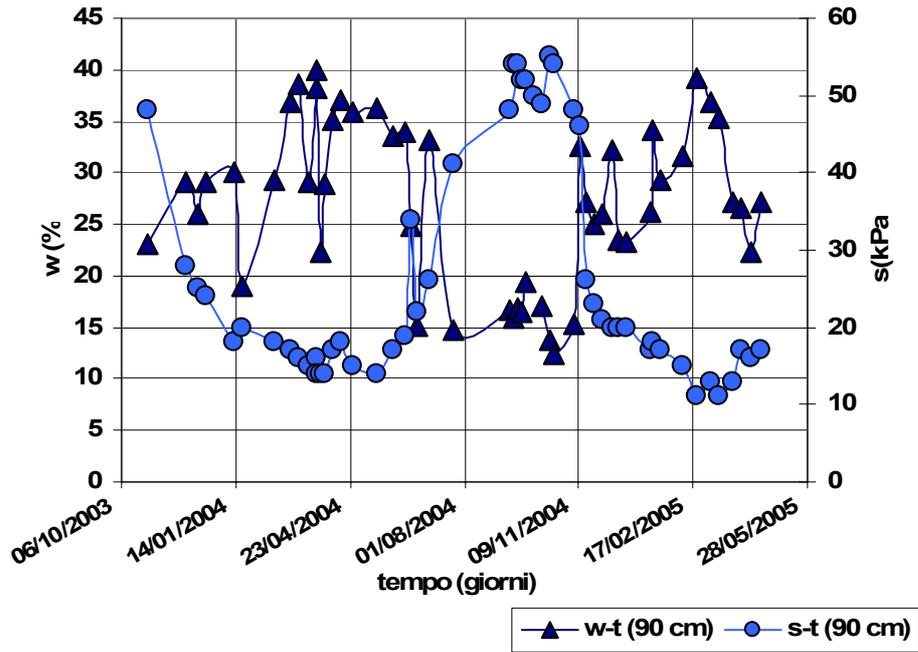


Figura 7.5 Contenuto d'acqua e suzione espressi in funzione del tempo per il tensiometro posto a profondità 90 cm.

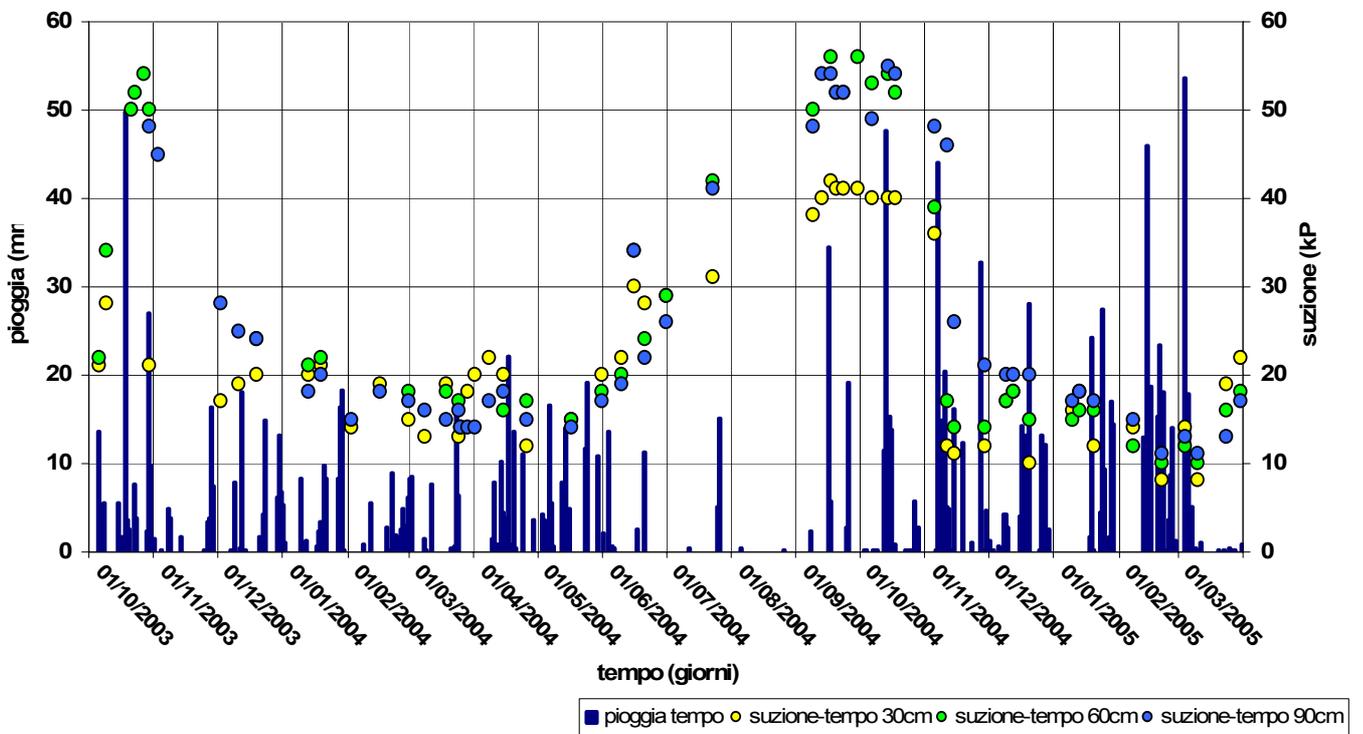


Figura 7.6

In figura 7.6 sono riportati i dati relativi alle *altezza di pioggia e ai valori di suzione in funzione del tempo*. L'andamento delle curve di suzione è piuttosto regolare. Si osservi che nel periodo gennaio-giugno 2004 i valori di suzione relativamente ai tre tensiometri si attestano tra i 10 e i 20 kPa, risultato in linea con la piovosità del periodo. Tra novembre 2004 e marzo 2005 i valori risultano in media più bassi dell'anno precedente, per il tensiometro di 30 si raggiungono anche valori di 8 kPa, in accordo con gli eventi franosi che hanno caratterizzato tale intervallo di tempo. I valori di tensione massima si registrano nel periodo di ottobre 2003 e settembre-ottobre 2004, com'era da attendersi dato l'andamento climatico delle estate 2003 e 2004, con valori intorno ai 55 kPa. In generale il tensiometro a 0,60 m ha un andamento del tutto simile a quello posto a 0,90 cm e presentano curve leggermente meno articolate rispetto a quello posto a 0,30 m, che ovviamente è soggetto alle maggiori variazioni del contenuto d'acqua. I dati relativi alle precipitazioni sono stati forniti dalla Regione Campania, vengono utilizzate le cumulate giornaliere per cui non è possibile fare alcuna correlazione con il parametro intensità di pioggia, come suggerito da Pradel e Raad (1996). A tal proposito è bene sottolineare che misure eseguite dopo circa 24 ore dall'evento pluviometrico del 16 settembre 2004 (circa 20 mm in un'ora) non hanno rilevato alcuna variazione di tensione e di contenuto d'acqua alla profondità di 0.30 cm; *ciò significa che intensità notevoli di pioggia, che si verificano dopo un periodo di totale mancanza di precipitazione, non vengono assorbite dal terreno, ma determinano solo deflusso superficiale.*

Il contenuto d'acqua che il terreno possiede prima dell'evento considerato è di fondamentale importanza poiché influenza la permeabilità del terreno e quindi le percentuali d'acqua di ruscellamento e d'infiltrazione.

7.2 Caratterizzazione delle proprietà idrologiche delle piroclastiti del napoletano. Modellizzazione delle curve di ritenzione idrica e delle funzioni permeabilità.

Per l'analisi dei frequenti dissesti che si verificano nei terreni piroclastici del napoletano, a seguito di variazioni del loro grado di saturazione, è necessaria l'investigazione delle proprietà idrauliche di questi materiali.

Le proprietà idrologiche del suolo, in particolare la conducibilità idraulica in condizioni di non saturazione, giocano un ruolo fondamentale nel determinare l'accuratezza di una qualsiasi soluzione numerica di problemi di flusso.

In questo studio s'intende caratterizzare quindi sia il comportamento meccanico che idraulico del terreno in condizioni di parziale saturazione. Si è proceduto, quindi, alla determinazione della curva caratteristica e della funzione di permeabilità.

La curva caratteristica suolo acqua definisce la relazione tra il contenuto d'acqua volumetrico presente nel suolo e la suzione di matrice. Essa rappresenta la capacità di un terreno di immagazzinare acqua al variare della suzione. Tale capacità è dovuta sia ai fenomeni di capillarità, ed è dunque caratterizzata dall'assortimento porosimetrico, sia ai fenomeni di adsorbimento superficiale, ed è quindi legata alla superficie specifica delle particelle solide nonché alla loro natura mineralogica.

E' importante osservare che a parità di grado di saturazione la suzione di una sabbia risulta minore di quella di un limo che, a sua volta, risulta minore di quella di un'argilla. In definitiva, a parità di condizioni, maggiore è la granulometria (minore la superficie specifica) minore è la suzione

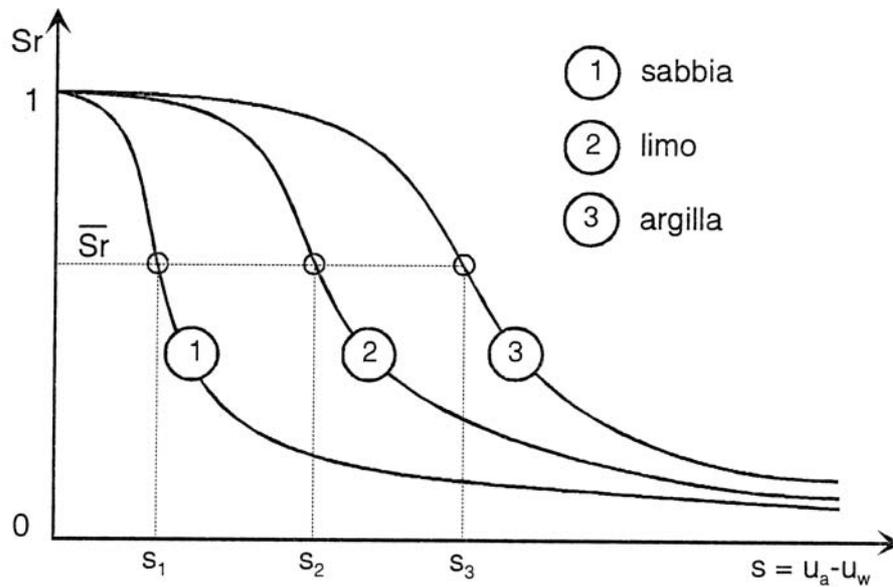


Figura 7.7 Curva caratteristica

Gli intervalli di suzione sono, dunque, diversi per le varie granulometrie:

| | |
|----------------|------------------|
| Sabbie | 0-50 kPa |
| Limo | 0-500 kPa |
| Argilla | 0-5 Mpa |

Le difficoltà nella determinazione della conducibilità idraulica in condizioni di non saturazione risiedono innanzitutto nel costo e nei tempi delle misure sperimentali e nell'elevato numero di osservazioni richieste per caratterizzarla adeguatamente a causa della notevole variabilità spaziale. Esistono diverse funzioni in grado di interpolare, ove siano disponibili, i dati sperimentali di ritenzione idrica in modo soddisfacente e applicabile a più diversi tipi di suolo (Brooks e Corey, 1964; Mualem, 1976, 1986; van Genuchten, 1980; van Genuchten e Nielsen, 1985). In questo modo, ricorrendo a funzioni analitiche chiuse in grado di interpolare i dati sperimentali, è possibile derivare un set di parametri utilizzabili in modelli

per la predizione della conducibilità idraulica insatura anche senza disporre di alcuna misura di conducibilità idraulica.

Tra i numerosi modelli per la descrizione delle curve di ritenzione sperimentali si è utilizzato quello di Van Genuchten per la sua maggiore applicabilità.

L'equazione di Van Genuchten può essere scritta nella seguente forma:

$$\Theta = \frac{1}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (1)$$

in cui:

$$\Theta \text{ è } \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

Nell'equazione precedente

h è il potenziale;

θ , in generale, rappresenta il contenuto d'acqua volumetrico (V_w/V_T); θ_r è il contenuto d'acqua volumetrico residuale, il suo significato fisico non è ben chiaro in letteratura (Yannopoulos, 1985); alcuni Autori infatti considerano θ_r come un parametro di "fitting" (Van Genuchten e Nielsen, 1985); il contenuto d'acqua volumetrico a saturazione (θ_s) è pari alla porosità;

α [cm^{-1}], n , m sono coefficienti empirici che determinano e caratterizzano la forma e la pendenza della curva; in particolare α , corrisponde, all'inverso della tensione all'ingresso dell'aria nel punto di flesso della curva dove $d\theta/dh$ raggiunge il valore massimo; n è un parametro adimensionale che determina l'andamento con il quale la curva di ritenzione idrica si avvicina all'asse delle ordinate ad elevati valori di tensione (la curva è più ripida per valori di n crescenti, mentre ha un andamento sempre più asintotico quanto più n diminuisce, mentre m determina il valore di Θ in corrispondenza di $h=1/\alpha$

Van Genuchten (1980) presenta un approccio che stima α , n , conoscendo θ_r e θ_s . Sidiropoulos, (1987) mostra un algoritmo che stima i valori di α e n , dato il valore di θ_r . tale algoritmo è stato implementato in un programma.

L' algoritmo si pone l'obiettivo di determinare la somma dei minimi quadrati dei punti sperimentali della curva $h(\theta)$ di equazione (1). I valori dei parametri, così determinati, rappresentano i minimi; allo scopo di determinare i valori finali di α e n si utilizza la procedura Newton-Raphson, nella quale si impiegano, come valori iniziali, quelli ottenuti dall' algoritmo di Sidiropoulos. In realtà i valori prodotti da quest'ultima procedura sono molto prossimi a quelli precedentemente ottenuti, per questo motivo è sufficiente lo svolgimento dell' algoritmo senza ricorrere ad ulteriori procedure di ottimizzazione.

Le variabili sono $x = \ln h$ e $y = (\Theta^{-1/m} - 1)$ e viene eseguito un processo iterativo per far convergere i valori di n e m.

I risultati sono illustrati nei seguenti grafici, in cui viene effettuato anche il confronto con i dati di campagna:

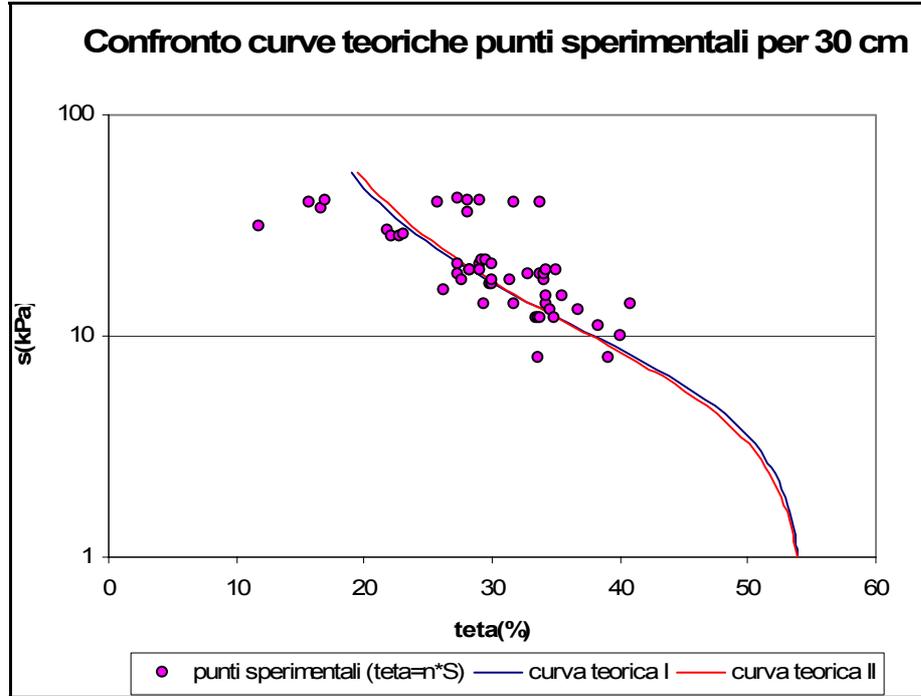


Figura 7.8

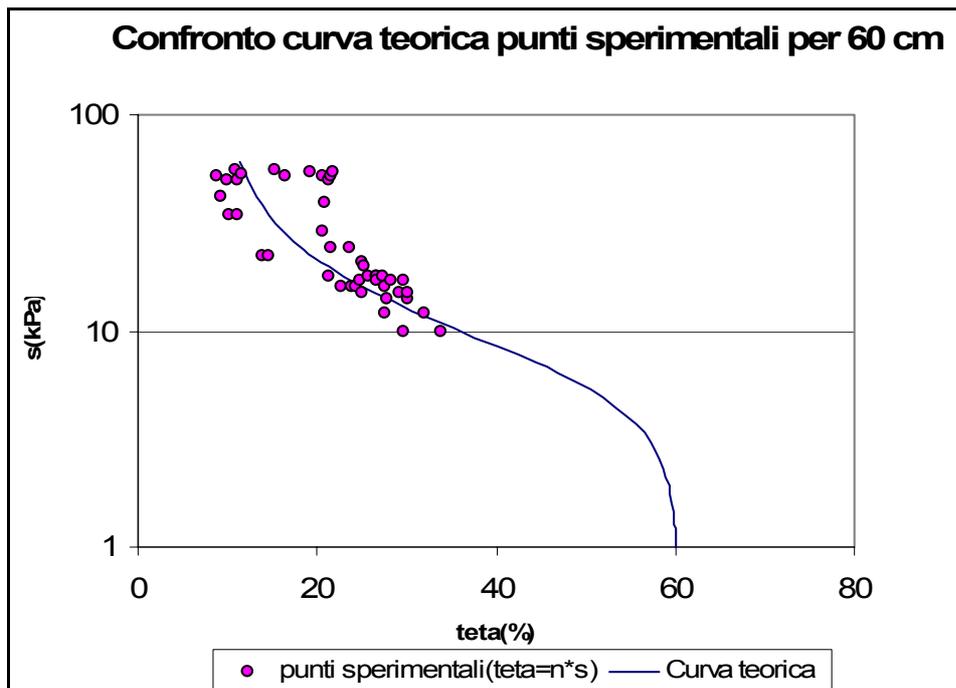


Figura 7.9

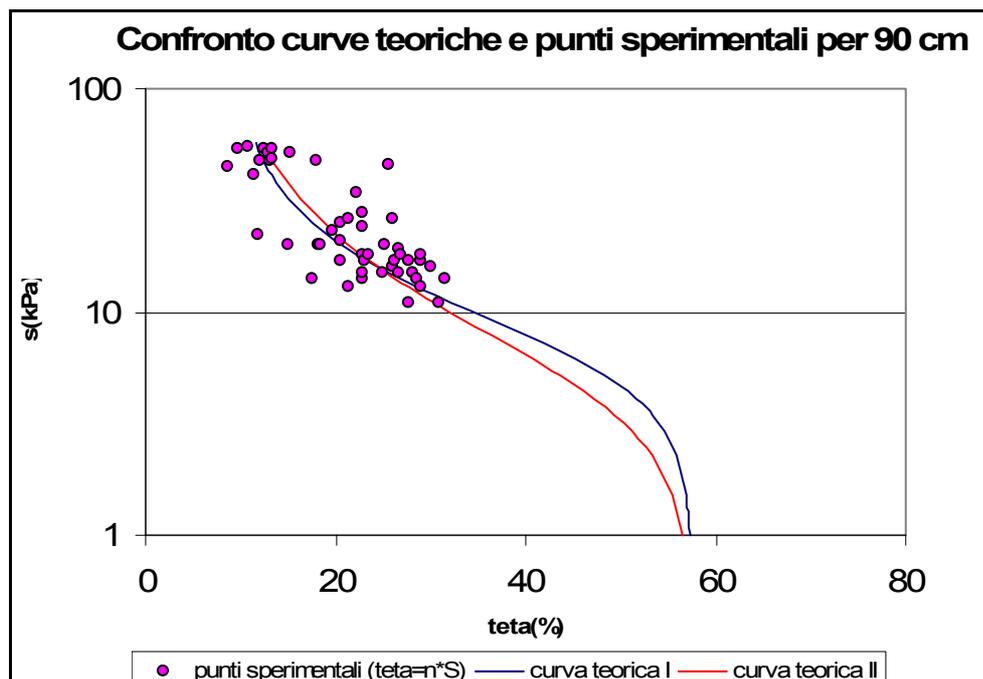


Figura 7.10

I valori sperimentali si approssimano alla curva teorica in particolare per i valori più bassi di suzione, che per il periodo di osservazione non sono mai arrivati al di sotto degli 8 kPa.

Le funzioni di ritenzione possono essere, quindi, combinate con modelli per la previsione della conducibilità idraulica, una volta definita una relazione funzionale tra le due. Combinando la funzione di ritenzione idrica con il modello teorico di distribuzione dei pori di Mualem (1976), sono state messe a punto espressioni analitiche chiuse per la funzione di conducibilità idraulica, utilizzando gli stessi parametri presenti nell'equazione della curva di ritenzione. Imponendo restrizioni sui possibili valori di questi ($m=1-1/n$ per il modello di Mualem) è possibile giungere ad espressioni relativamente semplici per la funzione di conducibilità idraulica.

Il modello di Mualem per la previsione della conducibilità idraulica relativa ($k_r=k/k_s$), è

$$k_r = \Theta^{1/2} \left[\frac{\int_0^\Theta \frac{1}{h(x)} dx}{\int_0^1 \frac{1}{h(x)} dx} \right]^2$$

Introducendo le equazioni di Van Genuchten nel modello di Mualem si ottiene una funzione che rappresenta la conducibilità idraulica non satura (Van Genuchten, 1980):

$$k_r(\Theta) = \Theta^{1/2} \left[1 - \left(1 - \Theta^{1/m} \right)^m \right]^2$$

che può essere espressa anche in funzione del potenziale

$$k_r(h) = \left[1 - (\alpha h)^{n-1} / \left\{ 1 + (\alpha h)^n \right\}^m \right]^2 / \left[1 + (\alpha h)^n \right]^{m/2}$$

in cui:

$$m = 1 - 1/n$$

$$0 < m < 1$$

In questa maniera, utilizzando dati di ritenzione sperimentali e ricorrendo ad una relazione funzionale in grado di interpolarli, si è in grado di derivare tutti i parametri necessari per la definizione della funzione conducibilità idraulica.

Di seguito sono illustrati i risultati ottenuti:

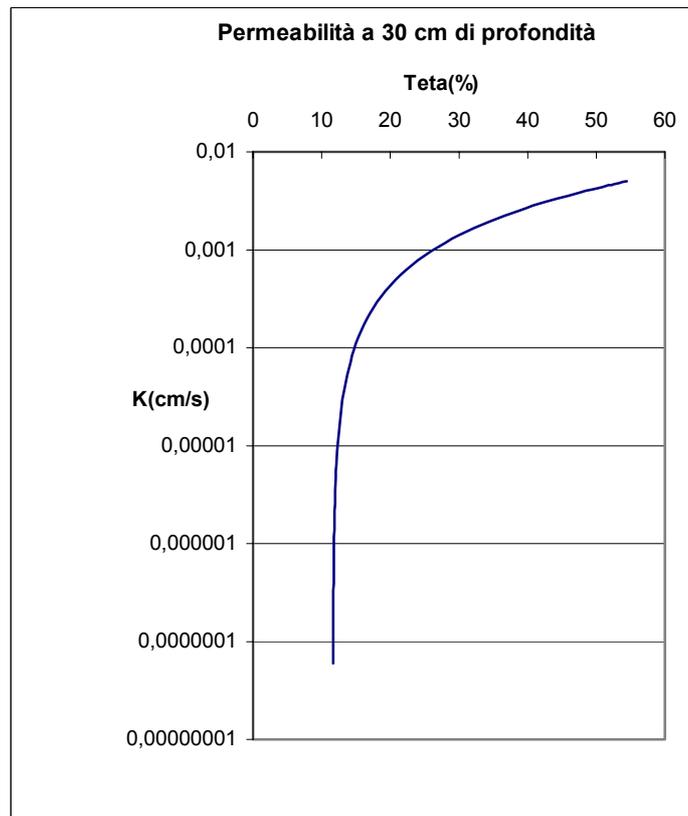


Figura 7.11 Val. calcolati con m fisso; $m=1$; $n=1.149686133$; $\alpha=7.07E-2$; $\beta=-3,05$; $\Theta_{sat}=54,44(\%)$

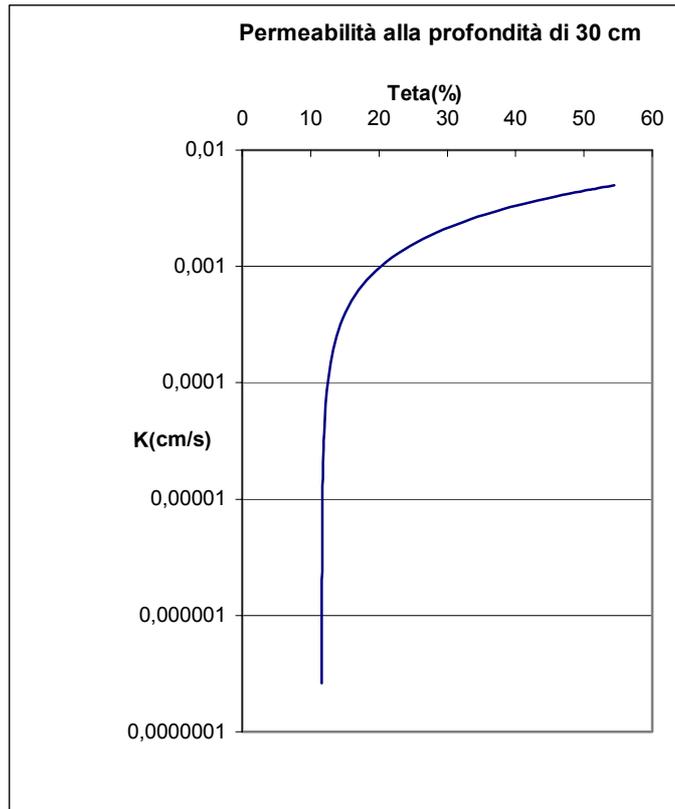


Figura 7.12 m(fisso)=2

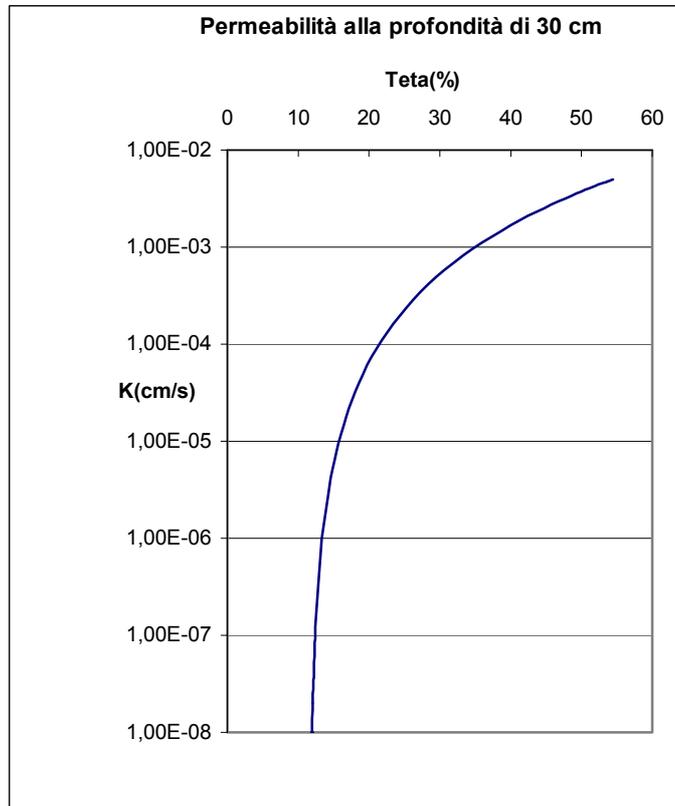


Figura 7.13 valori calcolati con metodo iterativo di Genuchten $m(\text{initial})=1$; $m(\text{final})=0.464533123647345$; $n=1.86154767493276$; $\alpha=0.139413804927$; $\beta=-3.66782368087163$.

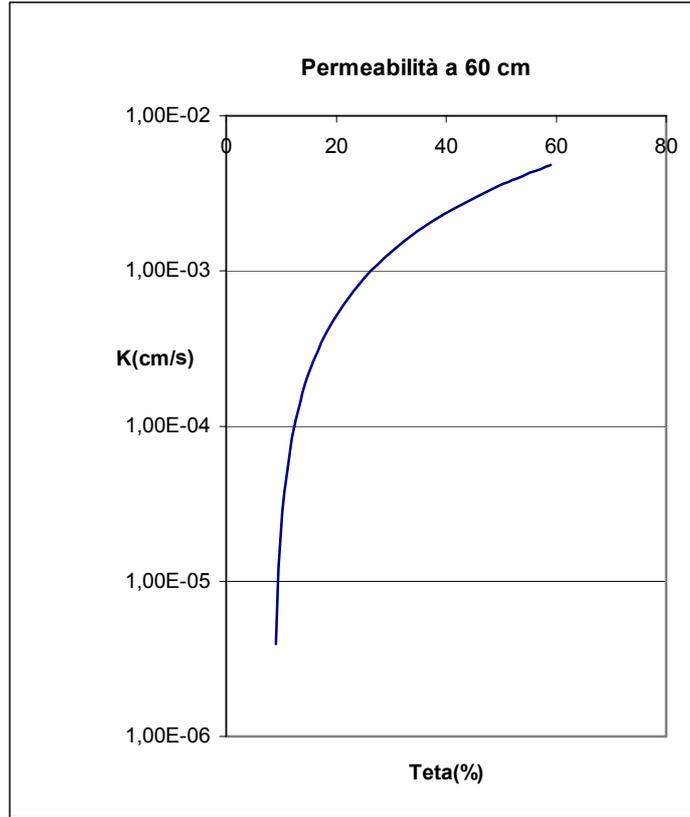


Figura 7.14 $m(\text{fisso})=1$; $n=1,5873$; $\alpha=0,1$; $\beta=-3,65438$; $Teta_res(\%)=8.6$; $Teta_sat(\%)=60.35$.

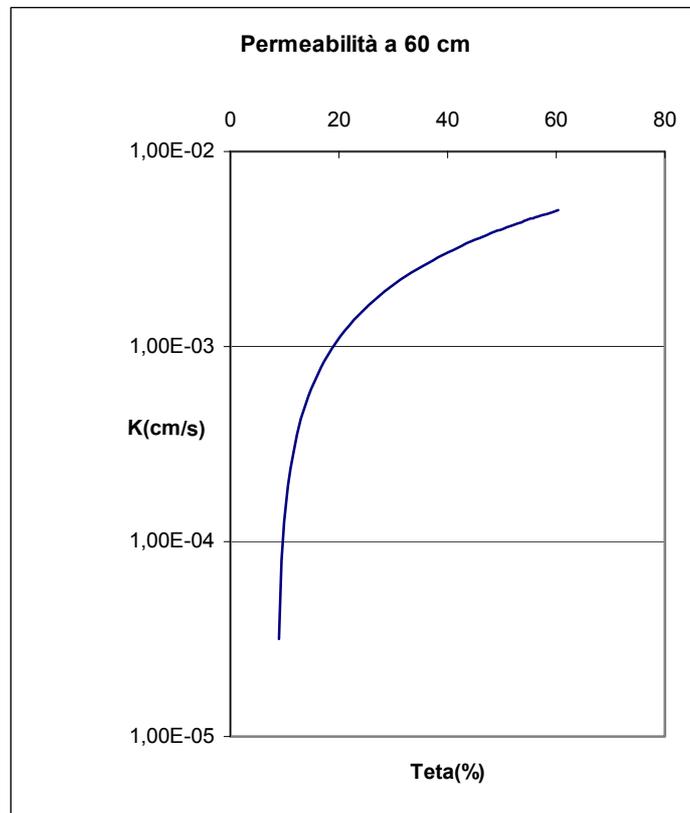


Figura 7.15 $m(\text{fisso})=2$ $n=1,0817$ $\alpha=0,048$ $\beta=-3,28318$

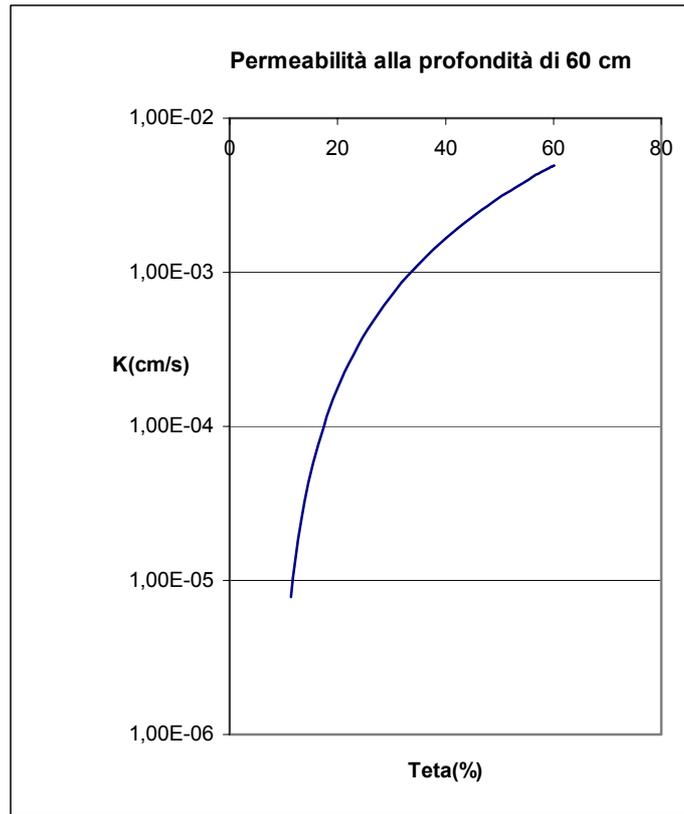


Figura 7.16 valori calcolati con metodo iterativo di Genuchten $m(\text{initial})=1$ $m(\text{final})=0.464533123647345$
 $n=2.4099427$ $\alpha=0.139413804927$ $\beta=-3.66782368087163$
Teta_res(%)=8.6 Teta_sat(%)=60.35

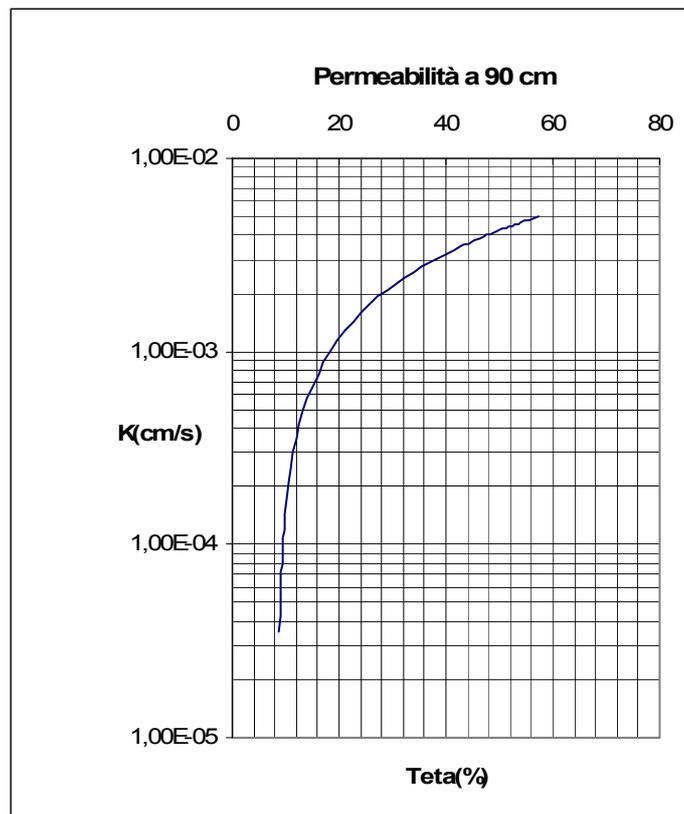


Figura 7.17 $m=2$ fisso

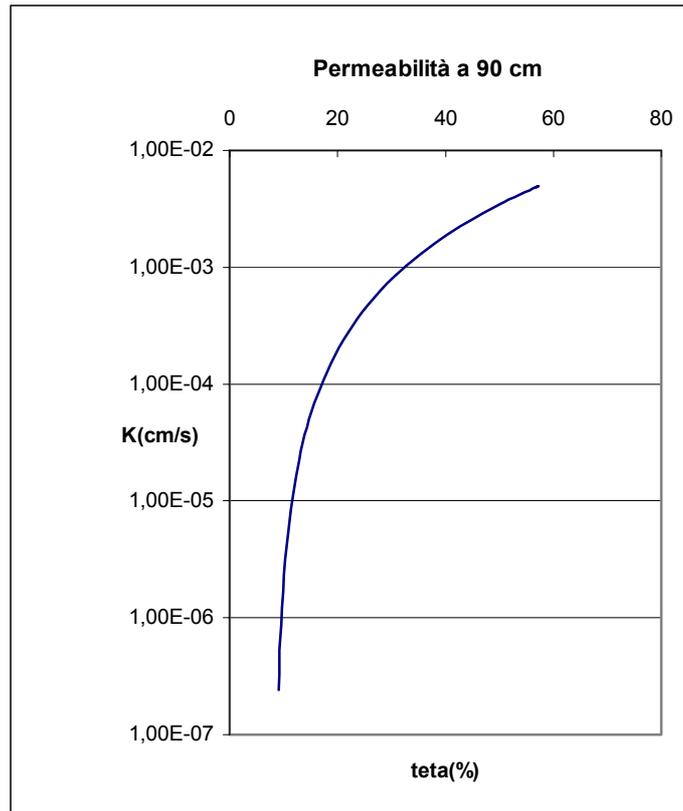


Figura 7.18 $m(\text{iniziale})=1$; $m(\text{finale})=0,575366$; $n=2,3494599$;
 $\text{alfa}=0,1346221$; $\text{beta}=-4,7113$

Tali risultati sono le premesse per l'applicazione successivamente di un codice di calcolo numerico, elaborato con approccio parametrico, per lo studio della trasmissione, in terreni piroclastici, di acque d'infiltrazione meteorica.

7.3 Isteresi della curva caratteristica e della funzione permeabilità

Come già discusso nel capitolo 2, la relazione tra suzione e contenuto d'acqua può essere ottenuta sperimentalmente o per incremento (*essiccamento*) o per riduzione della suzione (*umidificazione*). Le due curve non coincidono (vedi figura 7.19)

Il contenuto d'acqua di equilibrio per un'assegnata suzione è infatti maggiore se tale condizione viene raggiunta mediante un processo di essiccamento piuttosto che di umidificazione.

Si osserva che tutte le curve, relative ai processi di essiccamento o di umidificazione, ricadono all'interno del dominio delimitato superiormente dalla curva relativa all'essiccamento del materiale saturo ed inferiormente dalla curva relativa all'umidificazione del materiale essiccato in stufa.

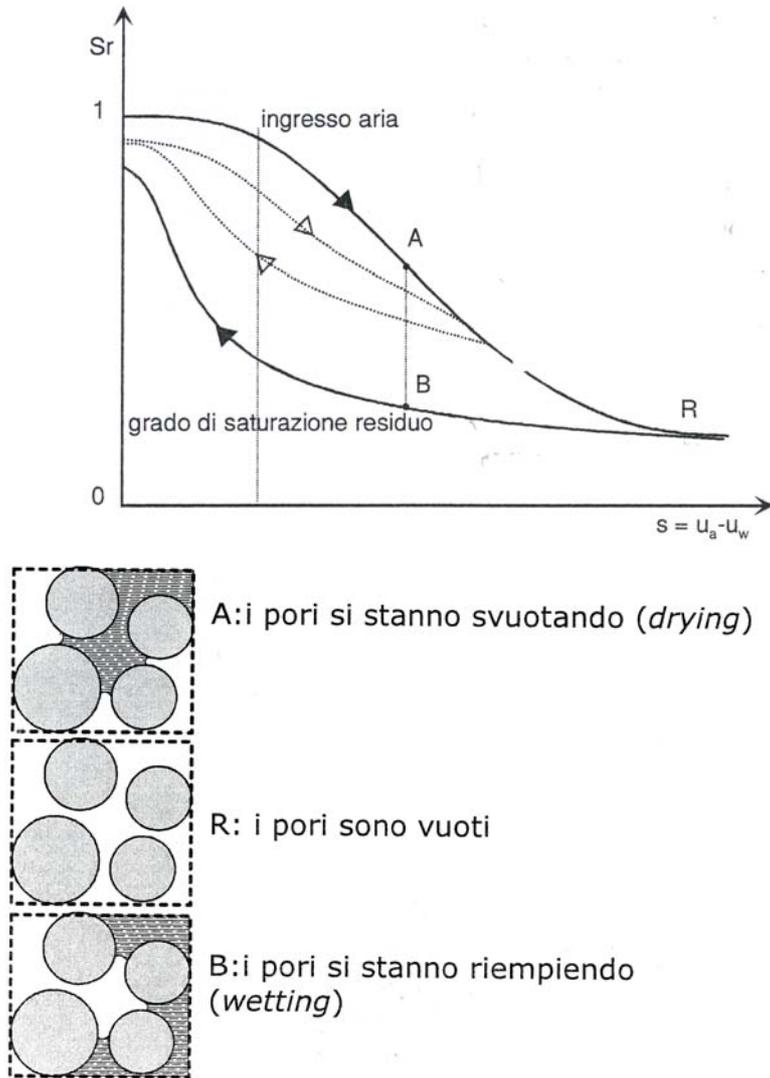


Figura 7.19

Esistono numerose trattazioni teoriche che permettono di modellare l'isteresi (Mualem, 1974, 1977, 1984), ma a causa della complessità e della difficoltà delle determinazioni sperimentali, il legame suzione-contenuto d'acqua si considera generalmente *biunivoco*.

Nel corso della campagna d'indagini, si è avuto modo di ottenere numerosi dati sperimentali che hanno permesso un primo approccio alla questione di natura puramente sperimentale. Dopo numerosi tentativi di organizzare la serie di punti sperimentali in due tratti (essiccamento e umidificazione), per il caso in questione in cui le misure sono settimanali, si è ritenuto più valido fra tutti il criterio attraverso il quale s'individua tramite la curva suzione-tempo i tratti in discesa (umidificazione) e tratti in salita (essiccamento) per ciascuno dei tre tensiometri. I risultati si osservano nelle successive figure 7.20;7.21; 7.22.

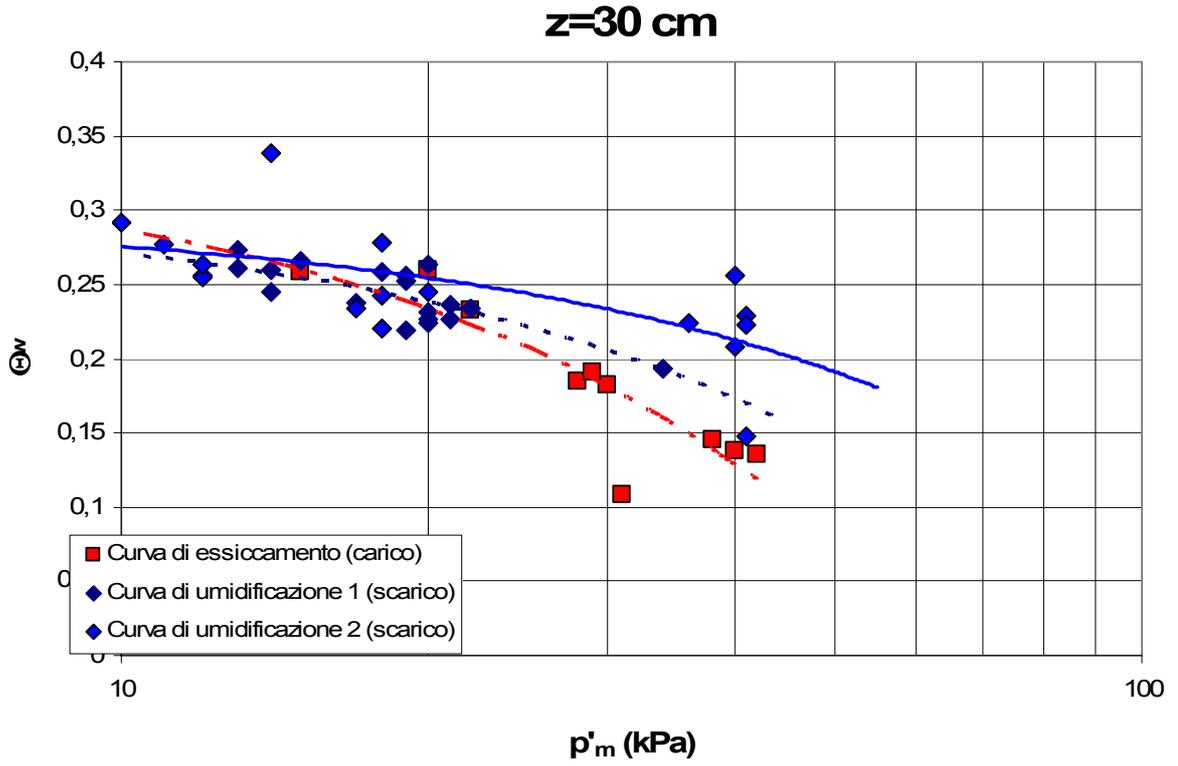


Figura 7.20

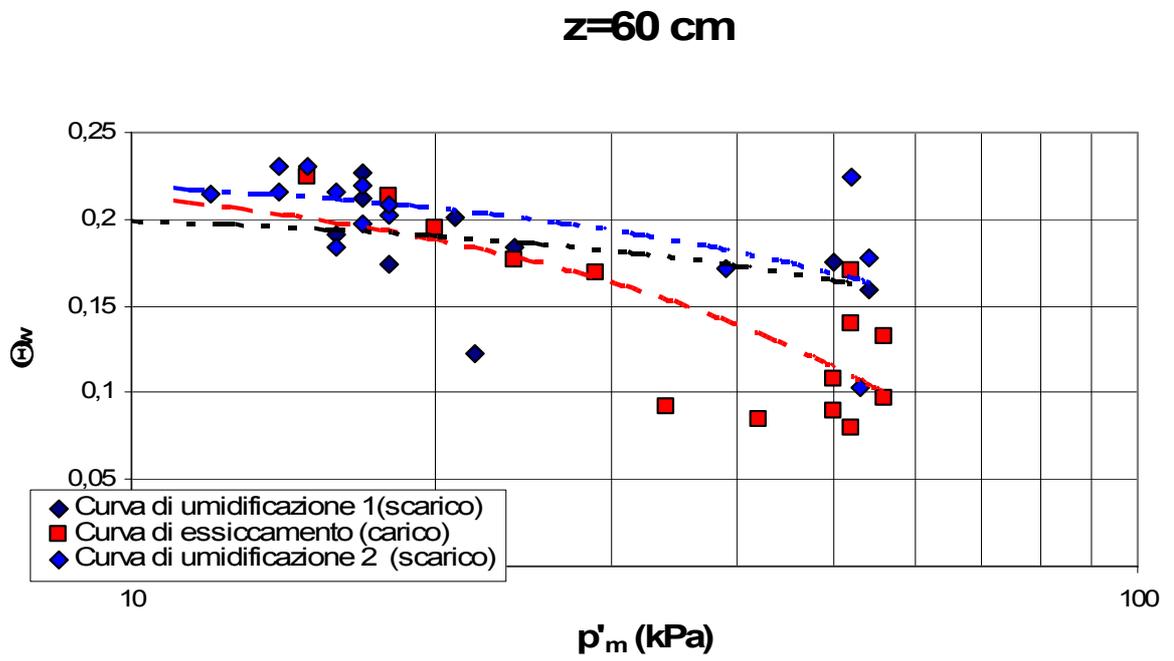


Figura 7.21

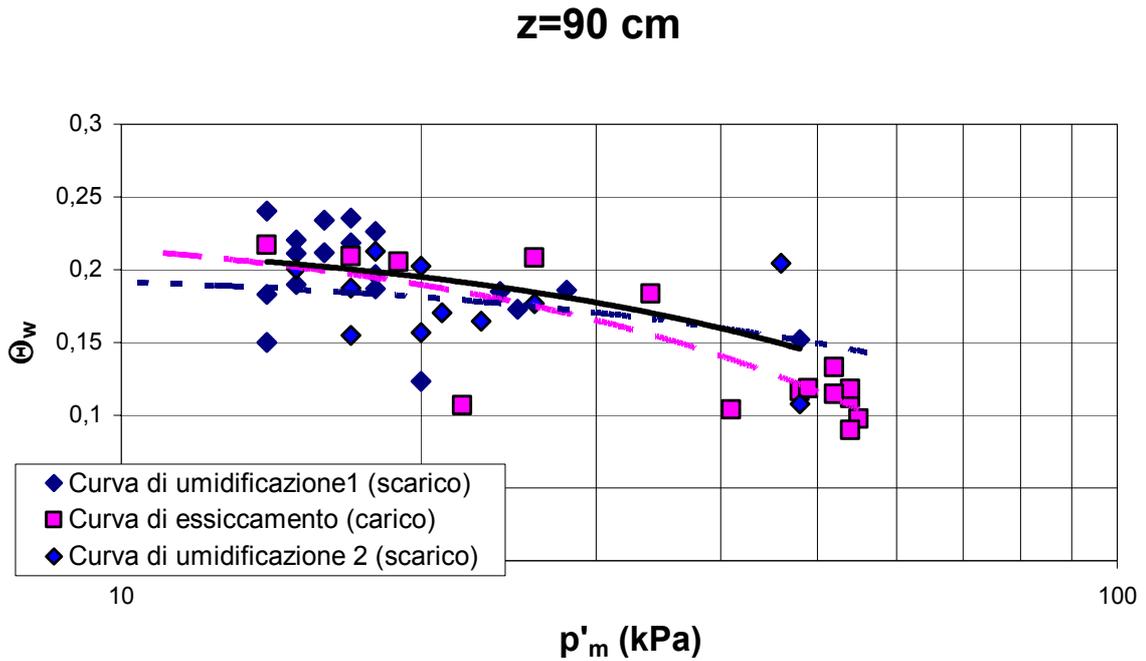


Figura 7.22

Tali grafici descrivono andamenti comprensibili, tenuto conto che le variazioni di suzione possono variare nell'arco di poche ore, per cui la funzione interpolante ha un coefficiente di correlazione non elevato, cioè di poco superiore al 40% . La presenza del fenomeno di isteresi ha certamente influenza sia sulla conducibilità idraulica sia sulle caratteristiche di resistenza a taglio di questi terreni. È da tenere conto, infatti, che i fenomeni di frana si verificano nel periodo di scarico, umidificazione, cioè quando il valore delle tensioni efficaci è certamente più basso. Tra le altre è da tenere presente che questi terreni, quando l'acqua di pioggia si infiltra, tendono a variare bruscamente di volume per una repentina crescita della suzione, che può raggiungere anche gli 80 kPa, vedi figura , valore che poi diminuisce in tempi relativamente brevi. Questa diminuzione di volume provoca, nel tempo, una riduzione di porosità e, quindi, un aumento del valore del grado di saturazione, se le piogge intense si verificano dopo un periodo di piogge prolungate ma di bassa intensità le piroclastici possono generare, per effetto della diminuzione di volume, valori di pressione dei pori positive, con ulteriore diminuzione della pressione efficace e, quindi, della resistenza a taglio che può scendere a livelli che non sono più in grado di garantire la stabilità.

7.4 Caratterizzazione delle proprietà meccaniche delle piroclastici parzialmente sature del napoletano.

La misura della resistenza al taglio dei terreni non saturi non è di semplice determinazione sperimentale poiché richiede l'utilizzo di apparecchi di taglio e triassiali opportunamente modificati per mantenere un valore di suzione costante durante la fase di

rottura. Oloo e Fredlund (1996) hanno, tuttavia, proposto una procedura sperimentale semplice che fa uso di un apparecchio di taglio diretto standard.

Sono state eseguiti due set di prove. Il terreno è stato umidificato con diversi contenuti d'acqua

L'acqua contenuta all'interno del terreno dipende dai rapporti percentuali esistenti tra le tre diverse fasi che lo costituiscono. Variazioni, in positivo o in negativo rispetto agli altri due elementi (granuli/gas), possono far variare la risposta del terreno nei confronti della sua resistenza.

Al fine di evidenziare tale variazione, è stato eseguito il primo set di prove di taglio diretto a contenuto d'acqua variabile (15%, 25%, 35%, 39%, 45%, 55%, 63%) su provini ricostituiti, prelevati sulla collina dei Camaldoli (versante ovest).

Nel diagramma τ - w (figura 7.23) si nota chiaramente che la resistenza del terreno aumenta all'aumentare del contenuto d'acqua per, poi, decrescere rapidamente per valori prossimi al limite di liquidità (contenuto d'acqua in corrispondenza del quale si ha il passaggio dallo stato plastico allo stato fluido, i cui valori sono riportati nel capitolo 5).

I punti sono interpolati con una polinomiale del secondo grado il cui coefficiente di correlazione risulta pari a 0,89

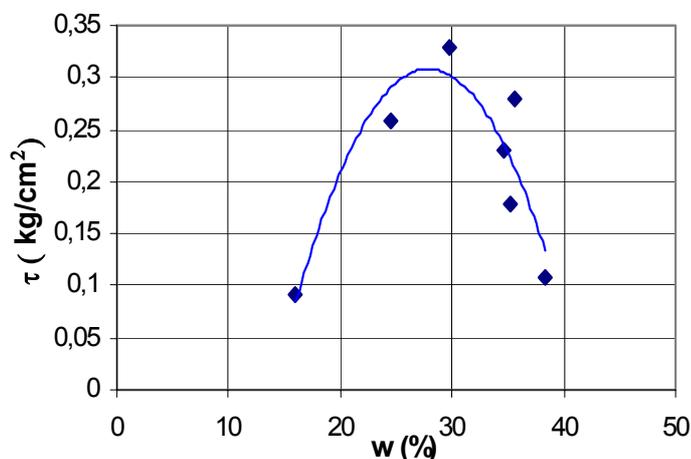


Figura 7.23

Nel diagramma 7.23 sono riportati i valori del contenuto d'acqua al termine della prova.

La coesione (c'), come la resistenza (τ), tende a crescere all'aumentare del contenuto d'acqua, diminuendo notevolmente per contenuti d'acqua iniziali prossimi al limite di liquidità.

L'aumento della coesione può essere giustificato dal nuovo arrangiamento strutturale delle particelle di terreno, che comporta una riduzione dei vuoti e, conseguentemente, un

sensibile aumento della *suzione o coesione apparente*, indotta dall'esistenza di pressioni dovute alla capillarità.

Si osserva inoltre che per contenuti d'acqua prossimi al limite di liquidità, la coesione diminuisce in quanto si annulla la suzione perché il terreno raggiunge gradi di saturazione sempre maggiori. (figura 7.24). Anche questi punti vengono interpolati con una polinomiale del secondo grado il cui coefficiente di correlazione è pari a 0,86.

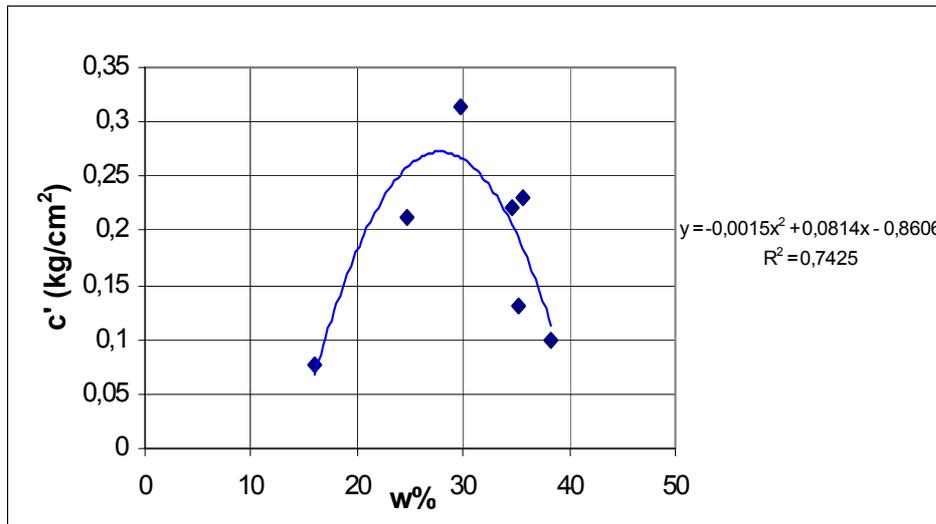


Figura 7.24 Diagramma c'-w

Nella seguente tabella sono riportati i valori di c' , ϕ' e τ relativi ai diversi contenuti d'acqua:

| w (%) | c' (kg/cm ²) | τ (kg/cm ²) | ϕ' |
|-------|--------------------------|------------------------------|---------|
| 15 | 0,778 | 0,0922 | 21,93° |
| 25 | 0,2127 | 0,2586 | 45,74° |
| 35 | 0,3133 | 0,3286 | 16,97° |
| 39 | 0,1313 | 0,1793 | 42,52° |
| 45 | 0,2302 | 0,2805 | 42,06° |
| 55 | 0,0993 | 0,1089 | 8,91° |
| 63 | 0,221 | 0,2306 | 8,32° |

Figura 7.25

Sono state eseguite altre serie di prove, che confermano quanto precedentemente esposto. Il secondo set di prove è stato eseguito su provini indisturbati aventi i seguenti contenuti d'acqua in percentuale 43, 39, 50, 34, 60 %

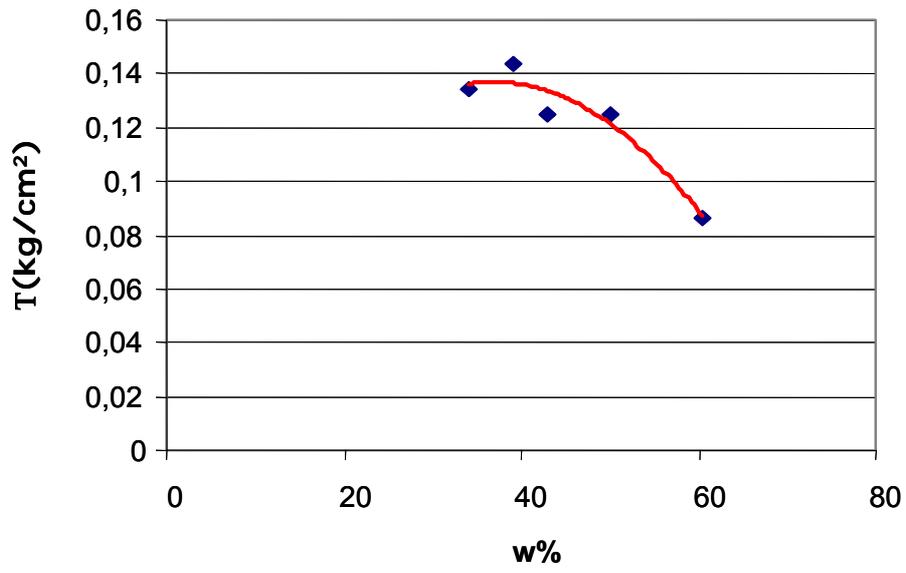


Figura 7.26

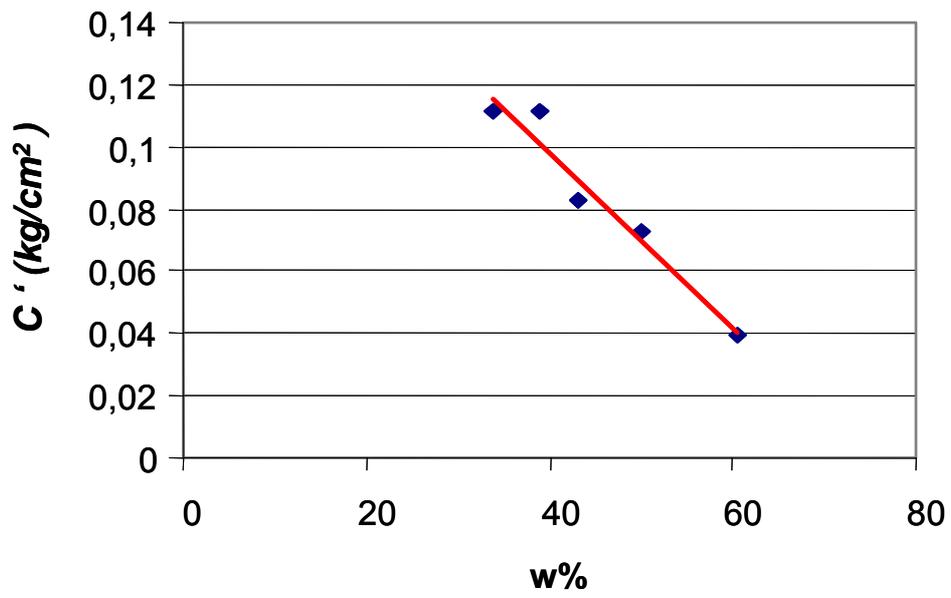


Figura 7.27

CONCLUSIONI

I requisiti affinché un'area sia suscettibile a fenomeni franosi tipo scorrimenti-colate sono relativi a particolari condizioni geologiche, geomorfologiche ed idrauliche. Rivestono un ruolo importante il tipo di formazioni coinvolte nei fenomeni franosi, la pendenza del versante, le caratteristiche fisico-meccaniche, i valori del grado di saturazione e le condizioni climatiche. Come più volte evidenziato in letteratura, anche per l'ambito della Collina dei Camaldoli, si rileva, come fattore predisponente di particolare rilievo, il ruolo delle cornici di morfoselezione. L'osservazione dei dissesti, verificatisi durante il periodo di svolgimento della tesi di dottorato, permette di ipotizzare che in taluni casi, la libertà cinematica delle coltri piroclastiche sciolte, determinata dalla presenza di salti morfologici naturali, sia responsabile di uno scivolamento del materiale.

Questo studio ha analizzato, in particolare, *l'influenza dell'infiltrazione sulla stabilità dei versanti*, nel contesto della zona collinare del Comune di Napoli ed in particolare la Collina dei Camaldoli. A tal fine è necessario lo studio dell'infiltrazione in un mezzo poroso non saturo. Tale studio può, quindi, essere affrontato solo una volta note *la funzione di permeabilità, la curva di ritenzione idrica e la variazione della resistenza in funzione del contenuto d'acqua*.

I modelli per descrivere la relazione tra eventi meteorici e movimenti franosi possono essere ricondotti in due categorie principali (Cascini, 86):

3. *Modelli idrologici* in cui non vengono analizzati gli aspetti più strettamente idrogeologici e geotecnici (regime delle pressioni interstiziali, caratteristiche di resistenza, età.), ma ci si limita a cercare correlazioni empiriche tra eventi meteorici e movimenti franosi sulla scorta di un'ampia disponibilità di dati storici.

4. *Modelli completi di versante* che tendono a riprodurre matematicamente i fenomeni fisici che avvengono nel pendio in relazione agli eventi di pioggia. La definizione di un modello di questo genere richiede:

- Ricostruzione stratigrafica del sottosuolo e la definizione delle condizioni iniziali del terreno (porosità, contenuto d'acqua, ecc.).
- Conoscenza degli apporti meteorici.
- Definizione della curva di ritenzione idrica.
- Determinazione della funzione di permeabilità.
- Variazione della resistenza del terreno in funzione dei diversi valori della suzione.

In primo luogo si è ritenuto necessario eseguire un programma d'indagini che ha previsto l'esecuzione di prove di laboratorio, di prove in sito, al fine di caratterizzare i materiali interessati dalle frane (parametri fisico-volumetrici, meccanici e di conducibilità idraulica).

Si è, poi, condotto uno studio (*modello idrologico*) che ha consentito di acquisire notizie riguardanti il verificarsi di fenomeni scorrimenti-colate nelle coperture piroclastiche della Collina dei Camaldoli, sulla base di archivi storici e soprattutto di osservazioni nell'intervallo di tempo 2002-2005.

Si osserva che la pioggia nel giorno dell'evento varia in un intervallo da 13,2 mm a 65,6 mm al giorno, che nonostante tale variabilità l'analisi dell'omogeneità della distribuzione delle precipitazioni mediante il *coefficiente di correlazione* calcolato sulla curva cumulata dei 10 giorni antecedenti l'evento franoso, evidenzia come, ai fenomeni siano attribuibili sequenze pluviometriche giornaliere omogenee.

Questo parametro indica, a parità di pioggia cumulata e a parità di intervallo temporale, una distribuzione più o meno omogenea di una sequenza di giorni piovosi. Per tali motivi può essere considerato un buon indicatore delle migliori condizioni che consentono l'infiltrazione di una sequenza pluviometrica (De Vita P., 2000). Nei grafici, che illustrano la relazione tra il coefficiente di correlazione ed il rispettivo valore della pioggia cumulata nei 10 giorni antecedenti l'evento, i punti si collocano nella parte alta, il parametro R_{10} varia da 0,77 a 0,94. Pertanto i fenomeni sembrano essere notevolmente influenzati dalle sequenze pluviometriche antecedenti l'evento stesso.

Un approccio ancora più significativo, per quest'ambito, considera, invece delle piogge cumulate precedenti l'evento, il contenuto d'acqua critico, definito come il contenuto d'acqua che permette al terreno di giungere a saturazione per un'assegnata profondità ed intensità di pioggia. A tal fine sono stati installati dei tensiometri sulla Collina dei Camaldoli, ed eseguite frequenti misure del contenuto d'acqua a varie profondità. Si osserva che, prima degli eventi franosi verificatisi nel corso di questi tre anni di osservazione, il valore di suzione scende intorno a valori di 10-15 kPa e si mantiene all'incirca costante per almeno un mese. Fa eccezione il fenomeno verificatosi nell'ottobre 2004, per il quale i valori di suzione, rilevati dai vari tensiometri, erano di circa 40 kPa. Dato l'elevato valore della pressione neutra negativa, il fenomeno di frana non è stato causato dalla diminuzione della suzione, come spesso accade, ma da altri fattori. Questo unico fenomeno sembra, infatti, essere legato ad un problema di sovraccarico, che ha favorito un processo di erosione generando la frana in oggetto.

Il monitoraggio della suzione e relativi contenuti d'acqua hanno consentito di mettere in relazione le *altezze di pioggia* (dati forniti dalla Regione Campania relativi alla stazione dei Camaldoli). *ai valori di suzione in funzione del tempo*. L'andamento delle curve di suzione è piuttosto regolare. I valori di suzione massima, in generale, si registrano nel periodo tra ottobre e novembre, com'era da attendersi. Nel periodo maggio-giugno 2004 i valori misurati

dai tre tensiometri si sono attestati tra i 10 e i 20 kPa, risultando in linea con la eccezionale piovosità del periodo. Tra dicembre 2004 e marzo 2005 i valori risultano in media più bassi dell'anno precedente, per il tensiometro posto alla profondità di 0,30 m si è raggiunto il minimo valore di 8 kPa, nello stesso periodo si sono, infatti, verificati numerosi eventi franosi. In generale il tensiometro a 0,60 m ha un andamento del tutto simile a quello posto a 0,90 cm e presentano curve leggermente meno articolate rispetto a quello posto a 0,30 m, che ovviamente è soggetto alle maggiori variazioni del contenuto d'acqua. A tal proposito è bene sottolineare che misure eseguite dopo circa 24 ore dall'evento pluviometrico del 16 settembre 2004 (circa 20 mm in un'ora) non hanno rilevato alcuna variazione di suzione e di contenuto d'acqua alla profondità di 0.30 cm; *ciò significa che intensità notevoli di pioggia, che si verificano dopo un periodo di totale mancanza di precipitazione, non vengono assorbite dal terreno, ma determinano il deflusso superficiale.*

Nel *modello completo di versante* s'intende caratterizzare sia il comportamento meccanico che idraulico del terreno in condizioni di parziale saturazione.

Si è proceduto, quindi, alla determinazione della *curva caratteristica*, della *funzione di permeabilità*. e attraverso prove di taglio diretto, eseguite secondo la semplice procedura sperimentale Oloo e Fredlund (1996) si è caratterizzata la resistenza al taglio dei terreni in relazione al loro contenuto d'acqua consentendo di mettere in evidenza, com'era da attendersi, la diminuzione della resistenza al taglio all'aumentare del contenuto d'acqua.

A seguito di queste determinazioni sono state condotte osservazioni sull'*isteresi della curva caratteristica*. Il contenuto d'acqua di equilibrio per un'assegnata suzione è infatti maggiore se tale condizione viene raggiunta mediante un processo di essiccamento piuttosto che di umidificazione. La presenza del fenomeno di isteresi ha certamente influenza sia sulla conducibilità idraulica sia sulle caratteristiche di resistenza a taglio di questi terreni. È da tenere conto, infatti, che i fenomeni di frana si verificano nel periodo di scarico, (umidificazione), che va generalmente cioè quando il valore delle tensioni efficaci è certamente più basso. Tra l'altro è da tenere presente che questi terreni, quando l'acqua di pioggia si infiltra, tendono a variare bruscamente di volume per una repentina crescita della suzione, che può raggiungere anche gli 80 kPa, valore che poi diminuisce in tempi relativamente brevi. Questa diminuzione di volume provoca, nel tempo, una riduzione di porosità e, quindi, un aumento del valore del grado di saturazione, se le piogge intense si verificano dopo un periodo di piogge prolungate, ma di bassa intensità le piroclastiti possono generare, per effetto della diminuzione di volume, valori di pressione dei pori positive, con ulteriore diminuzione della pressione efficace e, quindi, della resistenza a taglio che può scendere a livelli che non sono più in grado di garantire la stabilità.

.
In conclusione per i terreni piroclastici del napoletano le condizioni di instabilità sono legate sia al grado di saturazione sia all'alternarsi dei fenomeni di essiccamento (maggio-ottobre) e di umidificazione (novembre-aprile). Tali risultati possono essere ulteriormente approfonditi applicando *codici di calcolo numerico per lo studio della trasmissione, in terreni piroclastici, di acque d'infiltrazione meteorica*.
.

- BIBLIOGRAFIA

- Atchinson J., "Geotecnica, meccanica delle terre e fondazioni".
- Balkema AA./Rotterdam/Brookfield (1995). J.A.R. Ortigao, "Soil Mechanics in the Light of critical State theories".
- Brand e.w.(1985). Predicting the performace of residual soil slopes. Proc.11th icsmfe, san Francisco, 5, 2541-2578.
- Brand e.w., Premchitt J., Phillipson h.b. (1984). Relationship between rainfall and landslides in hong kong. 4th isl, Canadian geotechnical society, Toronto, vol. 1, 377-384.
- C.U.G.R.I. (Consorzio Interuniversitario per la Previsione e Prevenzione dei Grandi Rischi), Università di Salerno - Università di Napoli "Federico II", settore pendii in terreni sciolti, "Risultati del monitoraggio delle coltri piroclastiche in alcuni versanti della città e considerazioni sulle condizioni di stabilità".
- Calcaterra D, Santo A, De Riso, Budetta, Di Crescenzo, Franco, Galietta, Iovinelli, Napoletano, Palma (1997). Fenomeni franosi connessi all'evento pluviometrico del gennaio 1997 in Penisola Sorrentina –Monti Lattari:primo contributo, Atti IX Congr. Ordine Naz Geologi.
- Calcaterra Guarino PM(1997) Dinamica morfologica e fenomeni franosi recenti nell'area collinare napoletana (settore occidentale). Istituto di Geologia Applicata,n 371.
- Cascini Versace (1986) Eventi pluviometrici e movimenti franosi. XVI Convegno Nazionale di Geotecnica, Bologna 171-184.
- Catapano G. e Miraglino P. (1995), "Sistemazione idrogeologica della collina dei Camaldoli - versante occidentale". D.A.T.- SERVIZIO DIFESA SUOLO, II Unità Operativa Progetti, Comune di Napoli.
- Celico P., Guadagno F. (1998), "L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze".
- Cinque A., Rolandi G., Zamparelli V. (1985), "Estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in relazione alla vulcano-tettonica". Boll. Soc. Geol. It. 104 (1985).
- Civita M, Lucini P(1968) Sulla franosità nella zona nord occidentale della Penisola Sorrentina (Campania). Estratto da Memorie dell'Istituto di Geologia Applicata , Napoli, Vol.X.
- Civita M., de Riso R., Lucini P., Nota d'Elogio E. (1975). Studio delle condizioni di stabilità dei terreni della Penisola Sorrentina, estratto da Geologia Applicata e Idrologia , Bari , vol.X-Parte I.
- Commissione AGI (1990), "Raccomandazioni sulle prove geotecniche di laboratorio". Associazione Geotecnica Italiana.

- Corominas J(1996). the angle of reach as a mobility index for small and large landslides. Canadian geotechnical journal.33,260-271..
- Croce A. (1954), “ Sulla compressibilità delle pozzolane quali terreni di fondazioni”. Geotecnica n° 1.
- Croce A., Pellegrino A. (1967) Il sottosuolo della città di Napoli . Caratterizzazione geotecnica del territorio urbano.
- D.A.T.- SERVIZIO DIFESA SUOLO, II Unità Operativa Progetti Comune di Napoli (2000), “Pendii in materiali sciolti”.
- de Gennaro M., Cappelletti P., Langella A., Perrotta A., Scarpati C. (2000), “Genesis of zeolites in Neapolitan Yellow Tuff: geological, volcanological and mineralogical evidence”.
- De Riso R. (1999). Rapporto delle attività svolte al 15 luglio1999 per il Comune di Napoli. C.U.G.Ri.175/99
- De Riso R., Nota d’Elogio E.(1973). Sulla franosità della zona sud-occidentale della Penisola Sorrentina (Campania), estratto da Memorie e note dell’Istituto di Geologia Applicata, Napoli, 12, 1-46.
- de Riso R., Evangelista A, Pellegrino A., Mazzoleni S. (2002), “Stabilità delle coltri piroclastiche nelle aree collinari della città di Napoli”.. Associazione Geotecnica Italiana, XXI Convegno nazionale di geotecnica
- De Vita P. (2000), “Fenomeni di instabilità delle coperture piroclastiche dei monti Lattari, di Sarno e di Salerno (Campania) ed analisi degli eventi pluviometrici determinanti”. Quaderni di geologia applicata, 7 – 2 (2000).
- Di Crescenzo G. e Santo A. (1999), “Analisi geomorfologia delle frane da scorrimento-colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina (Campania)”. Geogr. Fis. Dinam. Quat.
- Di Crescenzo G., Santo A.(1999) Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina (Campania). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria,22, 57-72.
- Escario V., Saez J. (1986) The shear strength of partly saturated soils. Geotechnique,36,453-456.
- Esposito L. (1995), “Comportamento dei terreni durante il percorso di primo essiccamento ed umidificazione ed applicazione alla determinazione dei parametri di stato critico”.Rivista Italiana di Geotecnica n 4 – ottobre dicembre.
- Esposito L. (2001), “Esplorazione del sottosuolo”. RCE Edizioni.
- Esposito L. (2002), “Appunti del corso di geologia tecnica”.
- Esposito L. Di Clemente E. e Iacomino A. (2001), “On the stability of slopes in pozzolanic soils”.

- Esposito L. e Di Clemente E. (2003), "Proposta di una nuova procedura di prova per la determinazione del limite di plasticità per mezzo del cono penetrometrico".
- Esposito L., Magliocca G., Nappi M. (2003), "Alcune considerazioni sugli episodi di frana di San Felice a Canello (Ce)".
- Evangelista A., Nicotera M.V., Scotto di Santolo A., Aversa S.(2001). Analisi parametrica della stabilità di una scarpata in terreni piroclastici non saturi. Incontro Annuale dei Ricercatori di geotecnica 2001, IARG 2001 Milano
- Evangelista A.,PellegrinoA., Scotto di Santolo A.(2001). Misure in sito di suzione nelle coltri piroclastiche del napoletano. In Campi sperimentali per lo studio della stabilità dei pendii, Hevelius Ed., 19-25.
- Fenelli G.B., Scotto di Santolo A (2001) Analisi delle distanze percorse da una colata rapida sui versanti della Campania. Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica 2001, IARG 2001 Milano
- Fourie A.B.,Rowe D., Blight G.E (1999) The effect of infiltration on the stability of the slopes of a dry ash dump. Geotechnique , 49 ,1, 1-13.
- Fukuoka M. (1980). Landslides associated with rainfall. Geotechnical Engineering, 11, 1-29.
- Gan J.K. M., Fredlund D.G.,Rahardjo H.(1988) Determination of the shear parameters of unsaturated soil using the direct shear test. Canadian Geotechnical Journal, 25, 500-510.
- Gan J.k.m.,fredlund d.g.,Rahardjo h.(1988). Determination of shear parameters of unsaturated soil using tha direct shear test. Canadian geotechnical journal ,25, 500-510.
- Hubert J. Morel – Seytoux, Judith A. Billica (1985). A two-Phase Numerical Model for Prediction of Infiltration: Case of an Impervious Bottom. Water research, vol 21, NO.9, 1389-1396.
- Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (2003), "Processi di rimobilizzazione delle rocce piroclastiche sui versanti ad alto angolo della collina dei Camaldoli".
- Jeyapalan j.k., Duncan J.M.,seed h.b.(1983). Analysis of flow failures of mine tailings dams. Asce j of the geotechnical engineering division, vol.109,No.2,150-189.
- Johnson k.a.,sitar n.(1990). hydrologic condition leading to debris-flow initiation. Canadian geotechnical journal.,27, 789-801.
- Klausner (1991), "Fundamental of continuum mechanics of soils". Spuinger.
- Lancellotta R. (1987), "Geotecnica".Zanichelli.
- Lim t.t., rahardjo h., chang m.f.,fredlund d.g.(1996). Effect of rainfall on matric suctions in a residual soil slope. Canadian geotechnical journal.33, 618-628.
- Mazzoleni S. (2001)Analisi del sistema suolo – vegetazione del Comune di Napoli in relazione alle dinamiche di instabilità dei versanti e definizione di linee guida di intervento . Rapporto C.U.G. Ri.

- McRoberts E.C., Morgenstern N.R. (1974). The stability of thawing slopes. *CGJ*, 11:447-469.
- Musso A. (1994) Analisi delle colate rapide. Corso di aggiornamento DESEG AGI, Udine.
- Ortolani F. e Aprile F. (1978), "Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a sud est del fiume Volturno".
- Ortolani F. e Aprile F. (1985), "Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana".
- Pellegrino A. (1994) I fenomeni franosi nell' area Metropolitana Napoletana. *Acta Neapolitana*, Guida Ed Napoli, 18, 237-256.
- Pellegrino A. (1998) Studio preliminare su alcune colate della Penisola Sorrentina e sulle proprietà geotecniche delle coltri piroclastiche. Rapporto CNR-GNDC.
- Pellegrino A. Proprietà fisico – meccaniche dei terreni vulcanici del Napoletano
- Perrotta A. (1992), "Evoluzione vulcanologica dei Campi Flegrei tra 20.000 e 12.000 anni e dinamica dell'eruzione della Breccia Museo". Tesi di dottorato, Univ. di Napoli.
- Pradel D. e Raad G. (1993), "Effect of permeability on superficial stability of homogenous slopes". *J. Geotech. Engng ASCE*, 119 N° 2.
- Pradel D. e Raad G. (1993), Effect of permeability on superficial stability of homogenous slopes. *J. Geotech. Engng ASCE*, 119: 315-332.
- Rittman A. (1950), "Rilevamento geologico della Collina dei Camaldoli nei Campi Flegrei".
- Rosi M. e Sbrana A. (1987), "Phlegrean Fields". Consiglio Nazionale delle Ricerche, Quaderni De La Ricerca Scientifica.
- Scarpati C., Cole P. e Perrotta A. (1993), "The Neapolitan Yellow Tuff. A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy". *Bulletin of Volcanology* 55.
- Scherillo A. e Scherillo M. (1990), "I Campi Flegrei e la stratigrafia napoletana".
- Scherillo A. e Frano E. (1967), "Introduzione alla carta stratigrafia del suolo di Napoli".
- Scotto di Santolo A., Nicotera M.V., Evangelista A., Pellegrino A., Ramondini M., Urciuoli G. (2000). Some remarks on shear strenght of neapolitan pyroclastic deposits. *Int. Conf. on Geotechnical and Geological Engineering*. Melbourne.
- Shlomo P., Neumann (1973). Saturated-Unsaturated Seepage by Finite Elements. *Journal of the hydraulics division*.
- V. Escario ., juca j.f.t (1989). Strenght and deformation of partly saturated soils 12th icsmfe, rio de Janeiro, 1, 43-46.
- Van Genuchten m. th., Nielsen d.r. (1985). On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annales geophysicae*, 3, 5 615-628.
- Vanapalli s.k., fredlund d.g., pufahl d.e., Clifton a.w. (1996). Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction. *Canadian geotechnical journal*. 33, 379-392.

- Vinale F. (1988), "Caratterizzazione del sottosuolo di un'area campione di Napoli ai fini di una microzonazione sismica", estratto dalla Rivista Italiana di Geotecnica, anno XXII, n.2- Aprile-Giugno.
- www.Ulixes.it (La guida dei Campi Flegrei), "L'attività vulcanica dei Campi Flegrei", basato prevalentemente sui lavori di Scandone et al. (1991) e Lirer et al. (1987).