

**UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI
FEDERICO II**



**DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA,
DELL'AMBIENTE E DELLE RISORSE
XXXII CICLO**

***Valutazione della suscettibilità da frana nei depositi
piroclastici della Campania mediante modellazione
geologico-tecnica dei meccanismi d'innescò***

**Candidato:
Dott. Ciro Sepe**

**Tutor:
Dott. Diego Di Martire**

**Co-tutor:
Prof. Domenico Calcaterra
Dott.ssa Lucia Pappalardo**

**Coordinatore del dottorato:
Prof. Maurizio Fedi**

dicembre 2019



Cosa avevi fatto negli ultimi 30 anni?

...ero andato a letto presto!

(modificato da "C'era una volta in America", 1984)

a Mimmo e Diego

a Massimo, Giacomo, Pierluigi

a Vincenzo, Angelo, Rita

ai giovani colleghi

ai miei figli

a Lucia



INDICE

Abstract

Introduzione

Capitolo 1- *Storia geologica della Piana Campana*

- 1.1 Evoluzione geologica della Piana Campana e del Somma-Vesuvio
- 1.2 Storia eruttiva del Somma-Vesuvio

Capitolo 2 – *Fenomeni franosi*

- 2.1 Fenomeni franosi
- 2.2 Elementi morfologici delle frane
- 2.3 Classificazione delle frane
- 2.4 Classificazione delle frane da flusso
- 2.5 Le frane da flusso in Campania
- 2.6 Proprietà e comportamento meccanico dei terreni piroclastici interessati dalle frane da flusso

Capitolo 3 – *Area di studio*

- 3.1 L'area di studio
- 3.2 Il sistema delle stazioni strumentali - I siti di Castello e Vallone d'Aiello
 - 3.2.1 Sito di Castello - Stazione termo-igro-pluviometrica
 - 3.2.2 Sito del Vallone d'Aiello - Stazione di monitoraggio idrologico delle coperture di origine piroclastica

Capitolo 4 – *Attività di campo*

- 4.1 Attività di campo
- 4.2 Indagini eseguite
 - 4.2.1 Trincee
 - 4.2.2 Fiorettature
 - 4.2.3 Pozzetti esplorativi
- 4.3 Settore Settentrionale – L'area campione del Vallone Lupici
 - 4.3.1 Campionamento
- 4.4 Settore Centrale
- 4.5 Settore Meridionale

Capitolo 5 – *Attività sperimentale*

- 5.1 Attività sperimentale
 - *Metodi* -
- 5.2 Granulometria
- 5.3 Peso specifico "reale"
- 5.4 Densità singoli clasti
- 5.5 Microtomografia ai raggi X computerizzata
 - 5.5.1 Principi di funzionamento e strumentazione utilizzata

-
- 5.5.2 Acquisizione ed elaborazione dati
 - 5.6 Porosimetria ad Intrusione di Mercurio – MIP
 - 5.7 Peso specifico “apparente”
 - *Risultati* -
 - 5.8 Granulometria
 - 5.9 Peso specifico “reale”
 - 5.10 Densità singoli clasti
 - 5.11 Microtomografia ai raggi X computerizzata
 - 5.12 Porosimetria ad Intrusione di Mercurio – MIP
 - 5.13 Peso specifico “apparente”
 - 5.14 Discussione

Capitolo 6 – *Modellazione numerica del meccanismo di infiltrazione*

- 6.1 Premessa
- 6.2 Modellazione del comportamento delle “barriere capillari”
- 6.3 Modellazione bidimensionale
 - 6.3.1 Il software VS2DTI – V. 1.3 (U.S.G.S.)
 - 6.3.2 Implementazione del modello numerico
 - 6.3.3 Risultati
- 6.4 Modellazione tridimensionale
 - 6.4.1 Il software OpenFOAM
 - 6.4.2 Modellazione numerica preliminare con OpenFOAM e risultati
- 6.5 Discussione

Capitolo 7 – *Conclusioni*

Bibliografia

Allegati

Abstract

The objective of this research project was to study, through a geological-technical modeling, the possible trigger parameters of rapid kinematic landslide phenomena involving the pyroclastic deposits of some geological contexts of Campania area. In particular, the study area, located on the eastern edge of the Piana Campana, includes the slopes of the municipal territory of Palma Campania, part of the wider carbonate ridge of the Monti di Sarno. During the geological survey, relatively recent landslides with initial movement of the translational flow type were mapped (Cruden & Varnes, 1996). Particularly, the detailed field analysis allowed to hypothesize that the initial rupture surface could be located at the transition between pumice and scoriae levels of different granulometry where an interface characterized by a significant variation in porosity and permeability was developed. In the case study, the deposits are constituted by primary fallout layers, which can be attributed to the Vesuvian eruption of the so-called Pumici di Base dated about 22 ka (Santacroce et al., 2008). In order to characterize in detail the possible triggering mechanisms of the observed landslide phenomena, representative samples were taken at different stratigraphic heights in the pyroclastic deposit. The samples were analyzed both with conventional methods for grain size, specific gravity and density, and with innovative methods, such as RX microtomography (micro-ct), for porosity and hydraulic conductivity. Field observation, conventional and innovative micro-ct analyses showed a variability of the granulometry, specific gravity and density of the materials along the examined pyroclastic sequence and allowed the identification and quantification of the total and connected porosity and hydraulic conductivity both for reconstituted samples and for individual clasts. The results obtained have made it possible to hypothesize that at the transition between grey pumice and black scoriae (corresponding to the rupture surfaces of landslides observed in the field), it is possible the formation of so called "capillary barriers" (as defined by Shackelford et al. 1994) during the infiltration phenomena within unsaturated pyroclastic layers of different granulometry. This hypothesis, which for the adopted methodologies contains aspects that are certainly original and never applied to the microscale, has been verified, on the basis of the stratigraphic succession type, through numerical simulations allowing the reconstruction of the process of infiltration of meteoric water throughout the different stratigraphic levels

as the textural characteristics change (grain size, porosity, hydraulic conductivity obtained from laboratory analysis on natural samples at macro and microscopic scale).

For numerical simulations, two models with different scales were considered:

- meso-scale (2D), using the VS2DTI software open source to finite differences developed by the U.S.G.S. for the simulation of infiltration processes in unsaturated soils;
- micro-scale (3D) on segmented tomographic images, using the open source software OpenFOAM, (Open Field Operation And Manipulation) for fluid dynamics analysis.

The results obtained from the simulations support the interpretative model proposed in this doctoral thesis, able to explain instability phenomena in partially saturated pyroclastic coulter, through the detailed analysis of the infiltration process thanks to a more precise characterization of the local stratigraphy, from the field scale to the micro-scale.

Introduzione

Le frane sono tra i fenomeni naturali più calamitosi in Campania e nell'Italia in genere essendo ogni anno causa di danni a persone e beni (*Guzzetti et al., 2012*). L'instabilità, in particolare, delle coltri di origine piroclastica che ricoprono i versanti carbonatici dell'area perivesuviana (Monti di Avella, Sarno e Lattari) e del contesto flegreo ha rappresentato, negli ultimi decenni, una delle problematiche maggiormente studiate dalla Comunità Scientifica e considerate dagli Organi Amministrativi preposti alla pianificazione di emergenza, gestione e manutenzione del territorio. Diversi studi (*Calcaterra et al., 2003; Calcaterra et al., 2004; Di Martire et al., 2012, Cascini et al., 2014, Napolitano et al., 2016*) sono stati mirati ad una maggiore conoscenza dei fattori sia predisponenti che scatenanti delle frane da flusso a cinematica rapida, al fine di poter consentire anche l'individuazione di una ripetitività in termini temporali dei fenomeni (pericolosità). Inoltre, analoghi studi (*Dimarco et al., 2007; Mancarella et al., 2012*) hanno evidenziato che i meccanismi di innesco di tali fenomeni franosi possono essere influenzati, oltre che dalle caratteristiche geomorfologiche del sito, anche da una variabilità delle caratteristiche tessiturali (granulometria, porosità, permeabilità ecc.) tra i livelli piroclastici, che determina una diversa velocità di infiltrazione dell'acqua tra essi e in talune circostanze lo sviluppo di "barriere capillari" (*Shackelford et al., 1994; Khire et al., 2000*). Queste ultime condizioni possono verificarsi per i depositi piroclastici da caduta (*fallout*) che hanno un comportamento geotecnico differente da quelli da flusso o da *surge* (*Carrieri G., 2013*). Generalmente infatti, i primi, più incoerenti e più porosi, risultano maggiormente predisponenti rispetto al verificarsi di frane da flusso a cinematica rapida, a parità di stati tensionali, rispetto ai depositi da flusso e da *surge* che diversamente sono caratterizzati da porosità decisamente più basse e tali da conferire al terreno una risposta non drenata di tipo non liquefacibile.

Uno dei punti di partenza del presente lavoro di tesi è stata la diffusa consapevolezza che, allo stato attuale, non esiste un modello interpretativo condiviso dei meccanismi di innesco di questo particolare tipo di frane, la cui definizione sarebbe di fondamentale importanza per l'ottimizzazione dei criteri per la redazione delle Carte di suscettibilità a franare, anche, o forse soprattutto, in una prospettiva di protezione civile. Per contribuire al miglioramento di tale modello, partendo da un'attenta analisi dei dati noti in letteratura, la ricerca sull'area di interesse è stata basata in

una prima fase su studi di maggior dettaglio sia cartografici che di “campo” (definizione delle sequenze piroclastiche, degli spessori delle coperture, della cronostratigrafia). Successivamente sono state eseguite analisi ed osservazioni di campioni di piroclastiti prelevati in sito, con l’ausilio di tecniche macroscopiche convenzionali e microanalitiche innovative (come la microtomografia computerizzata ai raggi X - Cnudde & Boone, 2013), a cui sono state associate simulazioni numeriche di permeabilità a diversa scala, per seguire il processo di infiltrazione dell’acqua direttamente anche alla scala dei singoli pori.

Un ulteriore obiettivo dell’attività di ricerca è stato fornito dal chiaro nesso, scientificamente provato, di causa-effetto tra l’infiltrazione derivante da piogge e l’accadimento delle frane; è stato messo appunto infatti, nell’area di studio, un sistema strumentale di monitoraggio *on site-real time*, realizzato in applicazione al Piano di Emergenza Comunale di Protezione Civile del Comune (PECPC) di Palma Campania, area di studio. Esso risulta costituito in particolare da una stazione termopluviometrica per l’acquisizione di dati climatici ed una tensiometrica per l’ottenimento in continuo di dati relativi al potenziale matriciale della coltre (suzione). I dati ottenuti, al momento in fase preliminare, si auspica potranno assumere particolare valenza tecnico-scientifica in quanto registrati da strumentazioni ubicate in aree caratterizzate da alta suscettibilità a franare; essi dovrebbero quindi essere esenti dalle “incertezze” che invece si verificano in analoghi impianti localizzati però in settori distanti dalle zone di innesco (p. es. posti più in bassa quota).

Nel Capitolo 1 è brevemente descritta l’evoluzione della Piana Campana, del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio e della sua storia eruttiva; il Capitolo 2 è dedicato alle frane, sia per gli aspetti relativi alla loro classificazione che per quelli riguardanti le caratteristiche morfologiche e meccaniche dei fenomeni a cinematica rapida; nel Capitolo 3 è illustrata l’area di studio della ricerca, il territorio di Palma Campania (Napoli); i Capitoli 4, 5 e 6 sono dedicati ai metodi applicati, ai risultati ottenuti ed alla relativa interpretazione dell’attività svolta, sia di campo che sperimentale e numerica, quest’ultima attraverso l’utilizzo di vari *software* specifici; nel Capitolo 7, infine, sono riportate le conclusioni sul lavoro svolto e gli eventuali ed auspicabili sviluppi futuri della ricerca.

Capitolo 1

Storia geologica della Piana Campana

1.1 Evoluzione geologica della Piana Campana e del Somma-Vesuvio

Il Somma-Vesuvio è uno tra i complessi vulcanici più noti e studiati del mondo; numerosi lavori hanno consentito di ricostruire in dettaglio il sistema di alimentazione magmatica e la storia eruttiva associata ad esso. Consiste in un antico strato-vulcano, il Monte Somma, ed un cono vulcanico recente, il Vesuvio, che si è sviluppato all'interno della caldera dell'antico vulcano e raggiunge una quota di 1281 m s.l.m.. L'attività del Somma, dopo una fase iniziale prevalentemente caratterizzata da attività effusiva ed esplosiva di basso VEI (*Volcanic Explosivity Index*), è stata interessata da una serie di eruzioni subpliniane e pliniane. A queste ultime sono stati associati dei collassi calderici che hanno comportato la distruzione della parte sommitale dello stratovulcano, l'ultimo dei quali ha fatto seguito all'eruzione del 79 d. C. (Figura 1.1) (Cioni et al., 1999; 2008).

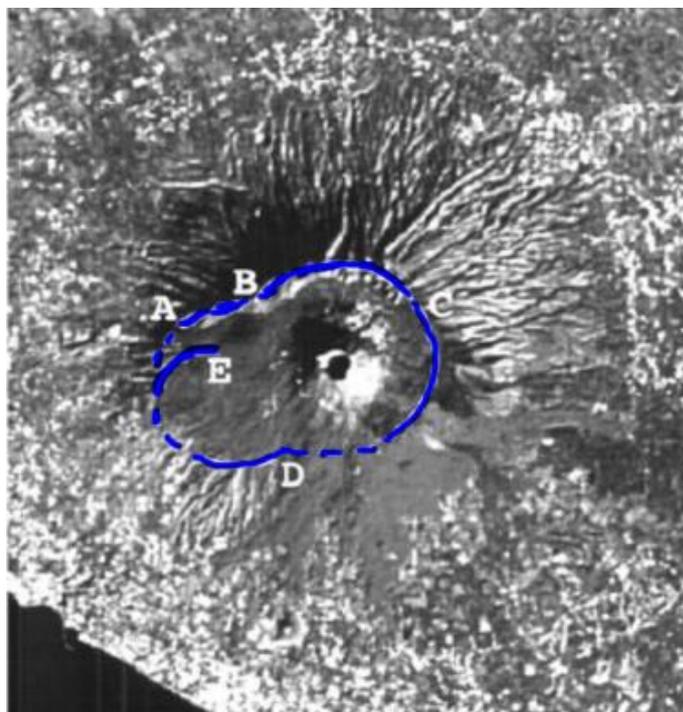


Figura 1.1. Tracce che ricostruiscono la morfologia dell'antica caldera (cfr. testo).
Modificato da Cioni et al. (1999).

Il Somma-Vesuvio è situato sul margine occidentale della Piana Campana, un *graben* di età plio-quadernaria delimitato a nord dal Monte Massico e a sud dalla Penisola Sorrentina. Indagini geofisiche, correlate con dati di pozzo, hanno mostrato che la Piana, in prossimità del Somma-Vesuvio, è costituita nei primi 1.5-2 km da depositi vulcanici, con intercalati depositi marini e fluviali di età quadernaria che ricoprono una sequenza carbonatica mesozoica, estesa fino ad 8-11 km di profondità, sotto la quale vi è il basamento cristallino ercinico; evidenze della Moho si hanno ad una profondità di 30 km (*Pappalardo e Mastrolorenzo, 2010 e bibliografia citata*).

La tettonica di quest'area è connessa all'apertura del Mar Tirreno (lungo la direzione NW-SE), bacino di retroarco estensionale formatosi a partire dal Serravalliano, a seguito della convergenza della placca euroasiatica e di quella africana, ed alla conseguente subduzione della litosfera adriatica-ionica verso NW al di sotto della litosfera eurasiatica, da cui, a partire dall'Oligocene, si è originata la Catena appenninica; il magmatismo diffuso in quest'area (Figura 1.2) è il prodotto di questa evoluzione geodinamica (*Mattei et al., 2004*).

Nella Piana Campana una discontinuità crostale con orientazione ENE-WSW (che rappresenta il sistema di faglie trascorrenti "41st parallel line") separa il settore del Somma-Vesuvio (con spessori crostali pari a circa 35 km) dal settore dei Campi Flegrei-Procida-Ischia (con spessori crostali di circa 25 km). Faglie normali orientate NW-SE e NE-SW, invece, sono responsabili della subsidenza della Piana Campana (con velocità media di circa 1.0 mm/a) e del sollevamento delle successioni carbonatiche mesozoiche circostanti. Tali lineamenti tettonici interessano anche le rocce mesozoiche e i sedimenti quadernari all'interno della Piana Campana. Infatti, il complesso vulcanico del Somma-Vesuvio è localizzato in corrispondenza dell'intersezione di faglie oblique orientate NW-SE e NE-SW (relative allo stress regionale) con faglie normali E-W (relative allo stress locale di secondo ordine) (Figura 1.3) (*Bianco et al., 1998*).

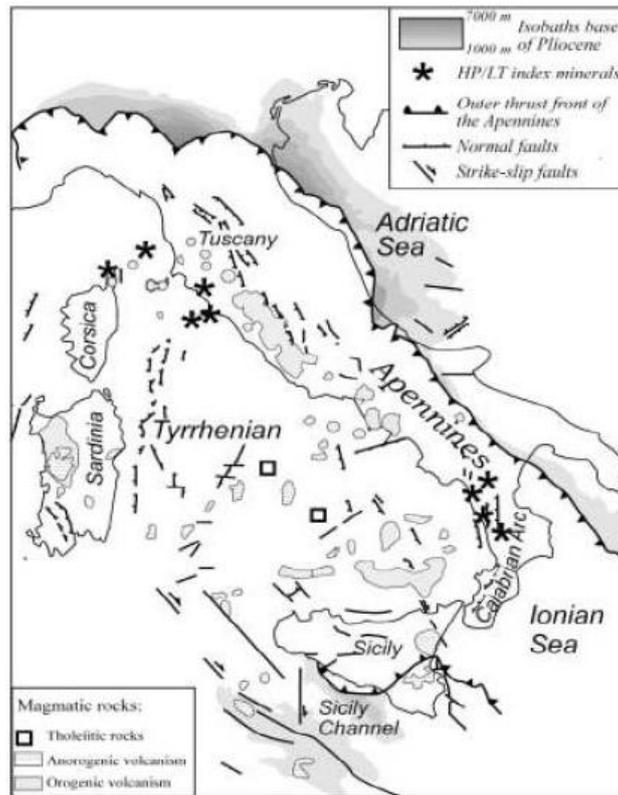


Figura 1.2. Schema strutturale del Mar Tirreno e della Catena appenninica e mappatura del magmatismo cenozoico (orogenico e anorogenico). Da Mattei et al. (2004).

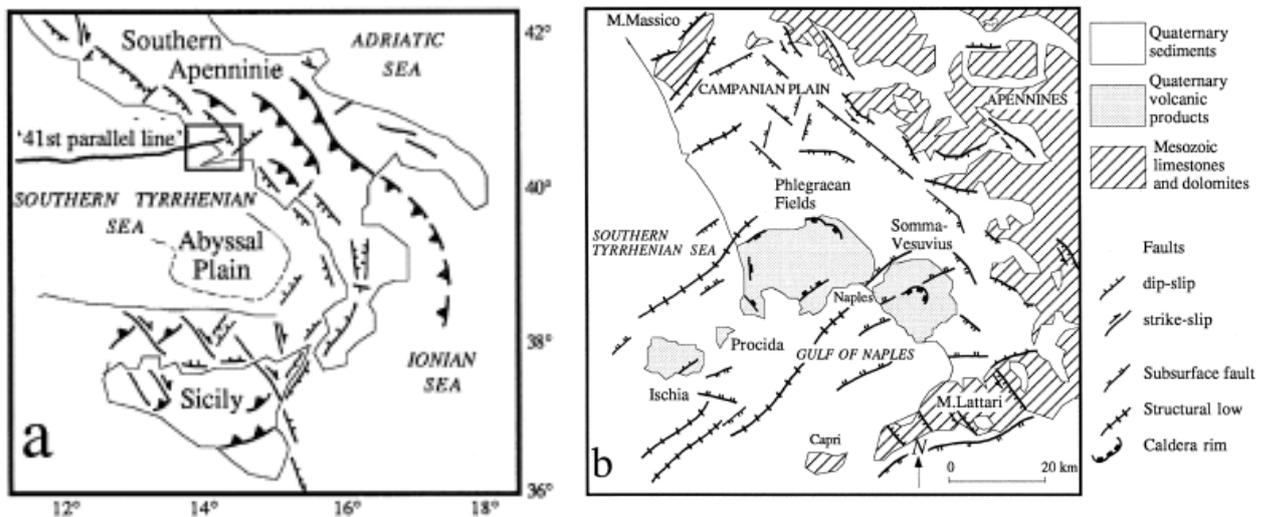


Figura 1.3. (a) Schema strutturale del Mar Tirreno e dell'Appennino meridionale e localizzazione della Piana Campana. (b) Schema geologico e strutturale della Piana Campana. Da Bianco et al. (1998).

L'attività eruttiva del Somma-Vesuvio (30 ka – 1944 d.C.) è ascrivibile a quella della Provincia Comagmatica Romana (*Washington, 1906*) e, più precisamente, a quella della Provincia Magmatica Campana (*Peccerillo, 2005*). Essa è caratterizzata dalla

presenza di rocce, da debolmente a fortemente sottosature in SiO_2 , che vanno da trachibasalti e tefriti a trachiti e fonoliti. Sebbene sia in corso un dibattito scientifico circa l'origine di questo magmatismo, diversi autori ipotizzano che esso sia il prodotto della fusione parziale di una sorgente mantellica arricchita da fluidi e sedimenti rilasciati da uno *slab* oceanico (Conticelli et al., 2004; Peccerillo, 2005); questa teoria è rafforzata da evidenze sismiche. Infatti, come mostrato da De Natale et al. (2006) (Figura 1.4), è riconoscibile un corpo ad alta velocità con immersione verso ovest, dai 65 km ai 285 km di profondità, che può essere interpretato come uno *slab* continuo in subduzione al di sotto della Catena appenninica.

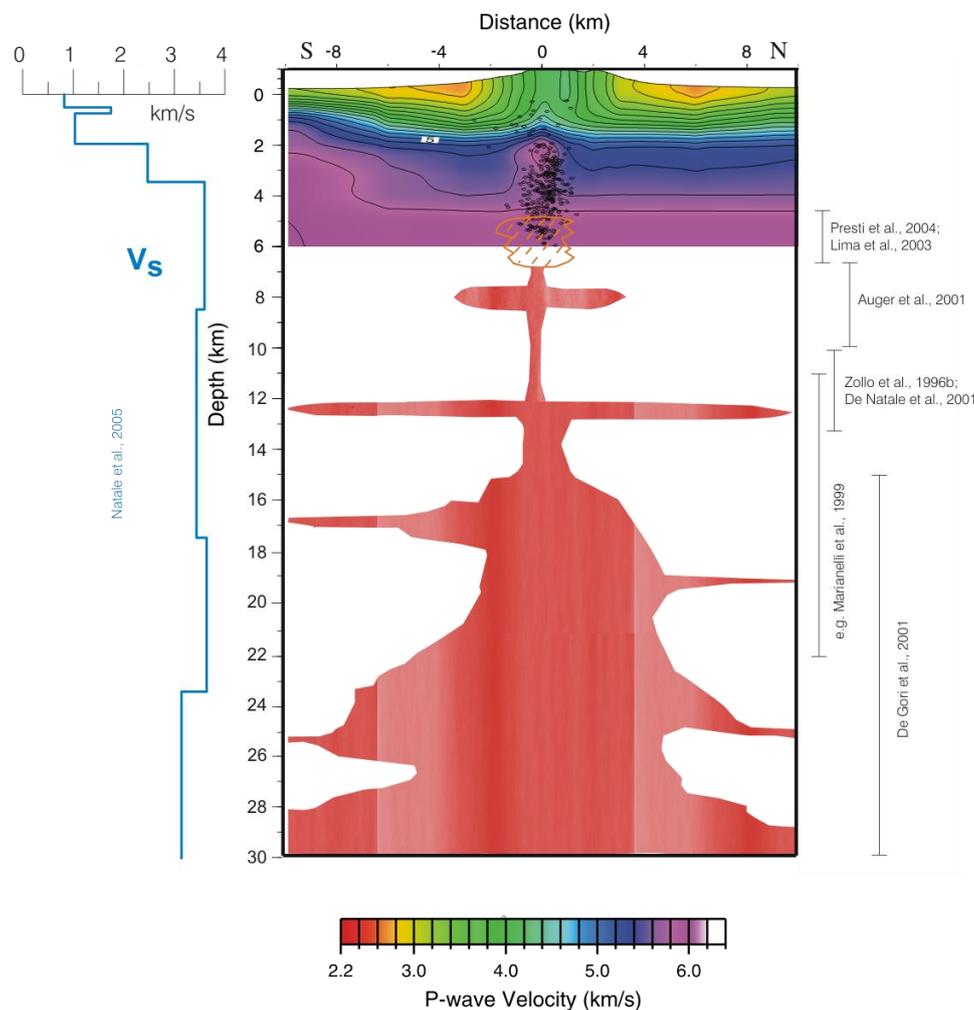


Figura 1.4. Schema della struttura del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio ottenuto con la velocità delle onde P. In esso sono mostrate le zone di accumulo di magma ed i principali lavori disponibili in letteratura che ne hanno evidenziato la presenza. Da De Natale et al. (2006).

1.2 Storia eruttiva del Somma-Vesuvio

La ricostruzione dell'attività eruttiva del Somma-Vesuvio è stata resa possibile prevalentemente effettuando studi stratigrafici e geocronologici ed analisi geochemiche e petrologiche dei depositi associati alle principali eruzioni che hanno coinvolto il complesso vulcanico. I dati sono stati ripresi dai lavori di *review* di Rolandi et al. (1998), Cioni et al. (1999; 2008) e Santacroce et al. (2008).

Seguendo il principio adottato da Santacroce et al. (2008), la storia eruttiva del Somma-Vesuvio può essere esaminata considerando le quattro eruzioni pliniane, a cui sono associati depositi che costituiscono dei buoni *markers* stratigrafici, ed all'attività eruttiva compresa tra esse. Si può far quindi riferimento alle eruzioni pliniane delle *Pomici di Base* o *di Sarno* (22.000 anni fa), *Pomici di Ottaviano* o *di Mercato* (8.900 anni fa), *Pomici di Avellino* (4.365 anni fa) e *Pomici di Pompei* (79 d.C.) ed agli intervalli B-M (tra *Pomici di Base* e *Pomici di Ottaviano*), M-A (tra *Pomici di Ottaviano* e *Pomici di Avellino*), A-P (tra *Pomici di Avellino* e *Pomici di Pompei*) e P-XX (da *Pomici di Pompei* ad oggi) (Figura 1.5).

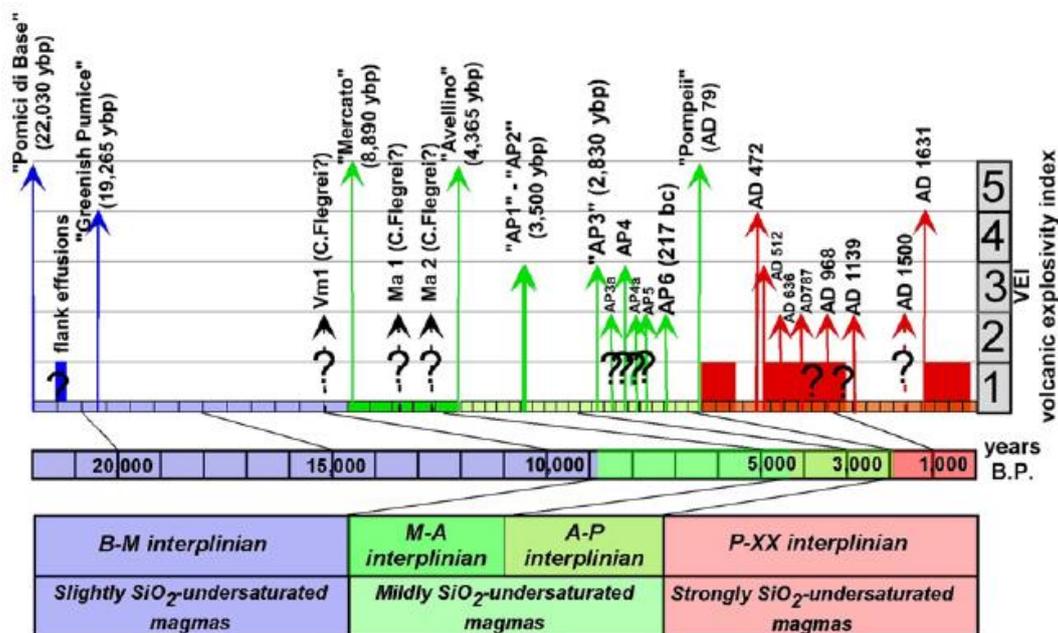


Figura 1.5. Diagramma della storia eruttiva del Vesuvio degli ultimi 20.000 anni. La lunghezza delle barre indica l'indice di esplosività delle eruzioni (Indice VEI). Sono indicate le principali eruzioni esplosive di tipo sub-Pliniano (VEI=4) e Pliniano (VEI=5). Da Santacroce et al. (2008).

All'attività eruttiva del Somma-Vesuvio precedente all'eruzione delle *Pomici di Base* è associata la formazione dello strato-vulcano Somma. Essa è stata principalmente di tipo effusivo, come testimoniato dai prodotti (lave e scorie) affioranti nelle pareti interne della caldera, ed ha avuto inizio all'incirca 30.000 anni fa. Dati di pozzo hanno mostrato che i prodotti riconducibili al Somma-Vesuvio poggiano sui depositi dell'*Ignimbrite Campana* dei Campi Flegrei (39.000 anni fa). Tuttavia, non sono presenti depositi piroclastici nei settori prossimali; quelli nelle aree meno prossimali – in particolare i prodotti dell'*eruzione di Codola* (33.000 anni fa) e dell'*eruzione di Taurano* (di collocazione incerta tra 39.000 e 22.000 anni fa) -, invece, sono oggetto di una discussione scientifica, ancora aperta, circa la loro origine.

L'eruzione delle *Pomici di Base* è il primo e maggiore evento esplosivo inequivocabilmente associato alla storia eruttiva del Somma-Vesuvio, originatosi da un *vent* localizzato 1-2 km ad ovest dell'attuale cono vulcanico del Vesuvio. Essa è caratterizzata da tre fasi: una fase di apertura durante cui si è formato un sottile deposito da caduta costituito da pomici e ceneri; una fase pliniana dominata dalla deposizione di uno spesso *fallout* di pomici e scorie disperso in direzione E-NE; una fase freatomagmatica in cui si sono messi in posto depositi da caduta, flusso e *surge* ricchi in litici e si è verificato un evento di collasso calderico. La traccia AB in Figura 1.1, in cui è ricostruita la morfologia dell'antica caldera, è associabile alla parte di caldera sopravvissuta a questo collasso. Il volume riconducibile al solo *fallout* della fase pliniana è di 4.4 km³, mentre la composizione dei prodotti varia da trachitica a shoshonitica.

L'intervallo B-M è contrassegnato dall'emissione di prodotti K-litici da *vents* localizzati nei settori nord e sud del vulcano (e.g. flussi lavici e scorie nel Vallone San Severino e nell'Alveo di Pollena), a seguito della quale si è verificata l'eruzione subpliniana delle *Pomici Verdoline* (detta anche *eruzione Greenish Pumice* o *Seggiari-Novelle*). Essa è caratterizzata da un'alternanza tra depositi piroclastici da caduta e da flusso, con composizione trachitica, che riflette la transizione da una iniziale fase eruttiva a colonna eruttiva stabile ad una più discontinua, con colonne vulcaniane e subpliniane.

Il volume relativo al *fallout*, disperso in direzione N-NE, è di 0,5 km³. Con datazioni mediante il ¹⁴C su carboni sono state ottenute età massime di 19.265±105 anni. Al di sopra di questa successione sono riconoscibili ulteriori depositi piroclastici da caduta sul fianco del vulcano, riconducibili principalmente all'attività dei Campi Flegrei, esclusa l'eruzione delle *Pomici di Lagno Amendolare* la cui origine è incerta. L'eruzione delle *Pomici di Ottaviano* ha avuto luogo a partire da un *vent* situato quasi in corrispondenza dell'attuale cono del Vesuvio. Anch'essa è caratterizzata da una fase iniziale di apertura, seguita da una fase pliniana in cui si è depositato un *fallout* composto da tre unità pomicee, disperse in direzione E-NE, separate da strati cineritici da caduta e da depositi da PDCs (*Pyroclastic Density Currents*), ricchi in pomice, con un volume limitato. Infine vi è una fase freatomagmatica peculiare in quanto i prodotti formati affiorano esclusivamente lungo i versanti del vulcano. A questa fase è connesso un collasso calderico a cui è associabile la traccia BC in Figura 1.1. Il volume dei depositi dell'eruzione delle *Pomici di Ottaviano* è per il 90% attribuibile alla fase pliniana ed è stimato tra i 2 ed i 3 km³; la loro composizione è fonolitica e non si riconosce alcuna zonazione composizionale. Le età valutate con il ¹⁴C su frazioni organiche del paleosuolo hanno valori massimi di 8.890±90 anni.

Nell'intervallo M-A il Somma-Vesuvio sembra essere interessato da un lungo periodo di riposo, infatti i depositi vulcanici affioranti in prossimità del vulcano eruttati in questo lasso di tempo sono stati attribuiti ai Campi Flegrei.

La distribuzione areale e la variazione di *facies* dei prodotti dell'eruzione delle *Pomici di Avellino* suggeriscono che l'evento eruttivo sia stato originato da un *vent* localizzato in corrispondenza dell'area del Piano delle Ginestre, sul versante occidentale del vulcano. La sequenza eruttiva, simile a quella delle altre eruzioni pliniane, comprende una fase di apertura seguita da una fase pliniana nel corso della quale si mette in posto un *fallout* pomiceo, alla base di colore bianco ed al top grigio, riflettendo una variazione composizionale da fonolitica a tefrifonolitica del magma eruttato. Il deposito di pomice bianche è disperso in direzione E-NE, quello di pomice grigie in direzione NE (ruotato di 20° rispetto al precedente).

Il passaggio dalla fase pliniana ad una freatomagmatica è segnato da un collasso calderico, a cui è associata la traccia BC in Figura 1.1. In questa fase, a partire da una colonna eruttiva pulsante, si generano depositi da flusso e *surge* molto voluminosi, diffusi prevalentemente in direzione NW fino a 20 km di distanza dal *vent*. Il volume totale dei depositi connessi a questa eruzione è stimato tra 1 e 2 km³; di questi una significativa parte è riconducibile alla fase freatomagmatica. La composizione dei prodotti varia da fonolitica a fonotefritica. Datazioni con il metodo del radiocarbonio sul paleosuolo o su residui di tronco d'albero indicano un'età massima di 4.365±40 anni (*Santacroce et al., 2008*). L'intervallo A-P è interessato da un'intensa attività esplosiva; in particolare sono distinguibili sei principali eruzioni intervallate da eventi minori, i cui prodotti possono raggiungere anche 20 km di distanza dal *vent*.

L'eruzione delle *Pomici di Pompei* del 79 d.C. è interessata da una fase di apertura da cui si originano depositi da caduta cineritici con abbondante presenza di lapilli accrezionali e, secondariamente, da *surge*. Segue una fase pliniana (di circa 20 ore di durata) durante cui si deposita un *fallout*, costituito alla base da pomici bianche ed al top da pomici grigie (che similmente a quanto visto per l'eruzione delle *Pomici di Avellino* segna la variazione da un magma fonolitico ad uno tefrifonolitico), disperse in direzione SE (le seconde ruotate di 20° in senso orario rispetto alle prime). Durante la messa in posto delle pomici grigie la colonna eruttiva sostenuta è soggetta a quattro collassi da cui si generano PDCs. La fase pliniana è seguita da una fase freatomagmatica nel corso della quale si originano inizialmente depositi da correnti piroclastiche turbolente ad alta energia e successivamente depositi cineritici ricchi in lapilli accrezionali da correnti piroclastiche diluite. La fase freatomagmatica è connessa ad un collasso calderico, a cui è riconducibile la traccia CD in Figura 1.1. I volumi di questi depositi sono di circa 3-4 km³, eruttati principalmente nel corso della fase pliniana; la composizione chimica dei prodotti varia da fonolitica a fonotefritica.

All'eruzione delle *Pomici di Pompei* probabilmente fa seguito un periodo a condotto aperto che termina all'inizio del IV secolo, a cui fa seguito un periodo di riposo e quindi l'eruzione di *Pollena* del 472 d.C., per cui l'intervallo P-X è inizialmente caratterizzato da un'attività vulcanica con emissione di ceneri ("Ciclo di Santa Maria").

L'eruzione di *Pollena*, detta anche del 472 d.C., è un evento eruttivo subpliniano con colonna eruttiva a comportamento pulsante da cui si origina un'alternanza di depositi da caduta (dispersi a NE) e da PDCs. Il volume di tali depositi è almeno 0.4-0.5 km³ e la loro composizione varia in modo continuo da fonolitica a fonotefritica. Ad essa segue, nel 512 d.C., un'altra eruzione subpliniana simile a quella di *Pollena* per composizione, ma con volumi minori (circa 0,1 km³).

Nel Medioevo il cono del Vesuvio cresce in modo discontinuo e si alternano periodi a condotto aperto segnati da effusioni laviche, periodi di riposo ed eruzioni moderatamente esplosive (V.E.I.=2-3). Almeno quattro eventi esplosivi sono stati associati a questo periodo, che Rolandi et al. (1998) definiscono "periodo medioevale".

Nel 1631 d.C., dopo un periodo di quiescenza di alcuni secoli, si verifica un'eruzione subpliniana da cui si originano depositi da caduta (dispersi in direzione E-NE) e da PDCs di circa 1 km³ con composizione da tefrifonolitica a fonotefritica.

L'eruzione del 1631 d.C. è stata seguita da un periodo a condotto aperto durato fino al 1944, quando si è verificata l'ultima eruzione del Somma-Vesuvio. In esso sono stati riconosciuti 18 cicli nei quali si alternano eventi effusivi, esplosivi di media intensità (limitate fontane di lava ed emissioni di gas) e periodi di riposo (da mesi ad un massimo di 7 anni), solitamente preceduti da intense eruzioni esplosive-effusive che concludono un ciclo, tra cui quella del 1944.

Secondo Rolandi et al. (1998) gli eventi eruttivi del Somma-Vesuvio seguono una distribuzione ciclica; ogni ciclo, secondo gli autori, inizia con un'eruzione pliniana o subpliniana, che interrompe un periodo a sistema chiuso, a cui fa seguito un periodo a sistema aperto caratterizzato da un'attività interpliniana (eruzioni effusive ed esplosive: vulcaniane, stromboliane, emissione di ceneri) ed infine un periodo di riposo di durata proporzionale a quella del periodo interpliniano.



Capitolo 2

Fenomeni franosi

2.1 Fenomeni Franosi

In letteratura sono molti gli autori che hanno dato la propria definizione di frana, aggiungendo di volta in volta piccole varianti nelle terminologie e nei concetti. Una delle definizioni più generali descrive la frana come "movimento di una massa di roccia, terra o detrito lungo un versante per azione della forza di gravità" (*Cruden, 1991*).

Le cause dei movimenti franosi sono rappresentate da tutte le azioni che turbano gli equilibri naturali di un pendio e possono essere distinte in:

- cause strutturali o predisponenti;
- cause occasionali o determinanti, che, a loro volta, possono ulteriormente essere distinte in naturali ed artificiali.

Le cause predisponenti rendono il territorio più o meno sensibile all'innescò delle frane e tra di esse sono compresi:

- fattori intrinseci, che derivano strettamente dal tipo di materiale nonché dal modo in cui esso si presenta (stato di fratturazione, litologia del materiale, grado d'alterazione, capacità idraulica, angolo d'attrito interno, ecc.);
- fattori geomorfologici, che derivano da attività tettonica e/o vulcanica, da processi erosivi, dalla giacitura o dagli angoli di pendio dei versanti;
- processi fisici, che comportano un decadimento delle caratteristiche meccaniche dei terreni (effetti indotti dagli eventi sismici, gelifrazione, processi di imbibizione/essiccamento);
- fattori antropici, che riguardano le modificazioni morfologiche e/o idrogeologiche indotte dall'uomo (scavi al piede, presenza di carichi lungo il pendio, presenza di attività agricole o estrattive, disboscamento, scavi per l'accumulo di materiali o rifiuti, tagli stradali, ecc.).

Le cause determinanti, invece, provocano la rottura dello stato di equilibrio di un versante e l'innescò può quindi avvenire per:

- aumento del peso dell'unità di volume dei materiali che costituiscono i versanti;
- aumento dell'inclinazione del pendio in connessione a processi naturali (erosione al piede del pendio) o artificiali (scavi al piede del pendio);
- diminuzione della coesione dei materiali;
- sollecitazioni: sismiche, provocate da valanghe, da masse rocciose, da vibrazioni artificiali dovute ad esplosioni o al transito di mezzi pesanti.

2.2 Elementi morfologici delle frane

In una frana è possibile identificare diversi elementi morfologici e geometrici (Figura 2.1), tra cui quelli di maggiore rilevanza ai fini del rilevamento e della caratterizzazione del fenomeno franoso sono, secondo l'UNESCO - Working Party (WP/WLI, 1993) (Figura 2.1):

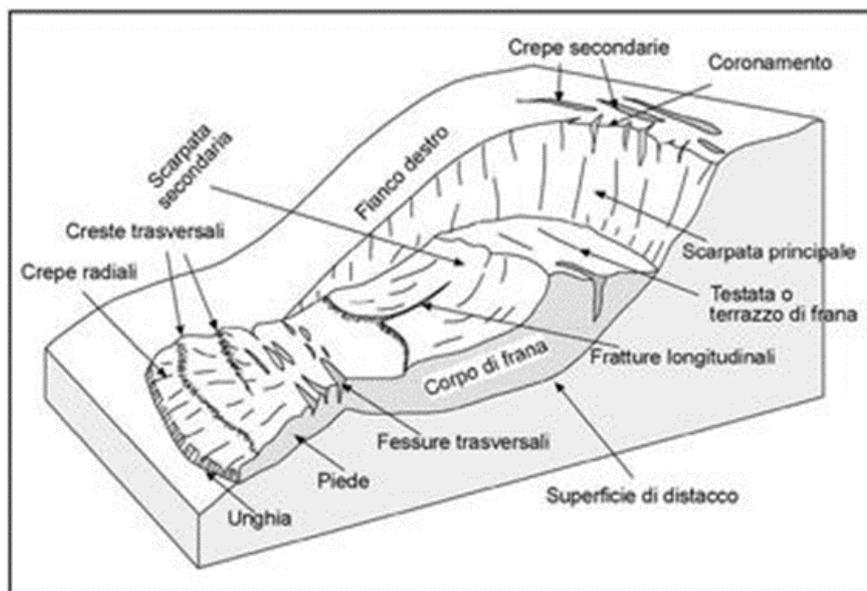


Figura 2.1. Elementi morfologici e geometrici di un fenomeno franoso tipo. Da Carrara et al. (1985).

1. Coronamento: materiale ancora in posto e adiacente alla parte più alta della scarpata principale;
2. Scarpata principale: una superficie generalmente ripida che delimita l'area quasi indisturbata, circostante la parte sommitale della frana;
3. Top: punto più alto di contatto tra il materiale franato e la scarpata principale;

-
4. Testata: la parte superiore della frana lungo il contatto tra il materiale franato e la scarpata principale;
 5. Scarpata secondaria: è rappresentata da una ripida superficie che fraziona il materiale spostato ed è prodotta da movimenti differenziali all'interno della massa in frana;
 6. Corpo di frana: parte del materiale franato che si trova al di sopra della superficie di rottura, tra la scarpata principale e la punta della superficie di rottura;
 7. Piede: parte del materiale spostato che si muove al di là della punta della superficie di rottura e che si sovrappone all'originale superficie del terreno;
 8. Unghia: il punto sul fronte più lontano dal top della frana;
 9. Fronte: il margine inferiore del materiale spostato, generalmente curvato, a maggior distanza dalla scarpata principale;
 10. Superficie di rottura: superficie che forma il limite inferiore del materiale franato al di sopra del terreno originario;
 11. Fronte della superficie di rottura: l'intersezione tra la parte inferiore della superficie di rottura della frana e l'originaria superficie del terreno;
 12. Superficie di separazione: la parte dell'originaria superficie del terreno sulla linea del piede della frana;
 13. Materiale franato: materiale mobilitatosi dall'originario versante a causa del movimento franoso;
 14. Zona di svuotamento: l'area della frana in cui il materiale si trova al di sotto dell'originaria superficie del terreno;
 15. Zona di accumulo: l'area della frana in cui il materiale si trova al di sopra dell'originaria superficie del terreno;
 16. Svuotamento: il volume delimitato dalla scarpata principale, dalla massa svuotata e dall'originaria superficie del terreno;
 17. Massa svuotata: il volume di materiale franato che si trova al di sopra della superficie di rottura, ma al di sotto dell'originaria superficie del terreno;
 18. Accumulo: il volume di materiale franato che si trova al di sopra dell'originaria superficie del terreno;
 19. Fianco: terreno indisturbato lateralmente alla superficie di rottura;
 20. Superficie del terreno originaria: la superficie del versante che esisteva prima del movimento franoso.

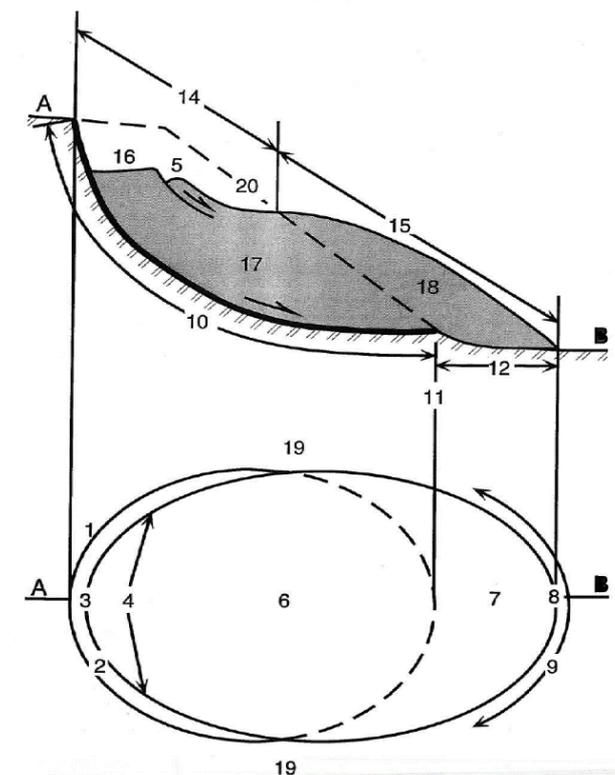


Figura 2.2. Caratteristiche della frana. Da UNESCO – *Working Party*, (1993).

2.3 Classificazione delle frane

A causa dell'estrema variabilità delle situazioni geomorfologiche ed ambientali presenti sul nostro pianeta, le tipologie di movimenti di versante sono le più svariate possibili: si passa dal ribaltamento di blocchi di roccia a valanghe di materiale granulare secco a scorrimenti lenti di materiale argilloso. Una tale varietà di fenomeni ha inevitabilmente dato origine a numerose classificazioni, ciascuna delle quali tende a raggruppare gli eventi in base ad alcune caratteristiche fondamentali: morfologia dell'area di frana, tipo di materiale coinvolto, tipo di movimento, stato di attività, velocità dei movimenti, ecc.

Le frane sono catalogate in questo lavoro secondo lo schema di Cruden & Varnes (1996), che tiene conto sia della descrizione/classificazione del cinematismo che del materiale coinvolto e costituisce una revisione dell'originaria classifica di Varnes del 1978, oltre a seguire le definizioni raccomandate dal *Working Party on World Landslide Inventory* dell'UNESCO (WP/WLI, 1993).

In relazione alla tipologia di movimento o cinematismo si distinguono cinque classi principali:

Crolli: La massa ha un percorso prevalentemente aereo per caduta, rimbalzo e rotolamento. Si verifica per lo più negli ammassi rocciosi, su versanti a pendenze molto elevata.

Ribaltamenti: Si hanno a causa di forze che causano un momento ribaltante attorno ad un punto di rotazione situato al di sotto del baricentro della massa interessata. Il fenomeno può evolvere in un crollo o in uno scorrimento. Si verifica per lo più in ammassi rocciosi, sfruttando discontinuità preesistenti, e in terreni sciolti di tipo detritico.

Scorrimenti: Il movimento comporta uno spostamento per taglio lungo una o più superfici oppure entro un "livello" sottile. Queste superfici di scorrimento sono visibili o possono essere ragionevolmente ricostruite. Ne esistono due tipi:

Scorrimenti traslativi: il movimento si verifica in prevalenza lungo una superficie più o meno piana o debolmente ondulata, corrispondente frequentemente a discontinuità strutturali, quali faglie, giunti di fessurazione o di stratificazione, o passaggi di strati di diversa composizione litologica, o contatto fra roccia in posto e detrito soprastante. Si verificano in ammassi rocciosi ed in terreni sciolti (sia detrito che terra).

Scorrimenti rotazionali: movimento dovuto a forze che producono un momento di rotazione attorno ad un punto posto al di sopra del baricentro della massa spostata. La superficie di rottura si presenta concava verso l'alto. Avviene in genere in ammassi rocciosi ed in terreni sciolti a grana fine (terra).

Espansioni: I movimenti di espansione sono diffusi per lo più in masse molto fratturate. Si verificano quando una massa rocciosa lapidea si trova sovrapposta ad una roccia a comportamento plastico.

Colamenti: In ammassi rocciosi il fenomeno comprende deformazioni spazialmente continue e *creep* sia superficiale che profondo. Esso comporta movimenti differenziali, che sono estremamente lenti e generalmente non accelerati, fra unità che rimangono relativamente intatte.

In Cruden & Varnes (1996) non compaiono le *Frane Complesse*, presenti invece nella classifica di Varnes (1978). Queste sono definite frane in cui il movimento risulta dalla combinazione di due o più dei cinque tipi principali sopra descritti; molte

frane sono complesse, ma generalmente un solo tipo di movimento predomina, spazialmente o temporalmente sugli altri.

Un ulteriore parametro utilizzato nella classificazione di Cruden & Varnes (1996) è la velocità del movimento (Figura 2.3).

Classe	Descrizione	Danni osservabili	Velocità (m/s)	Velocità tipica
7	Estrem. Rapido	Catastrofe di eccezionale violenza. Edifici distrutti per l'impatto di materiale spostato. Molti morti. Fuga impossibile	$5 \cdot 10^3$	5 m/s
6	Molto rapido	Perdita di alcune vite umane. Velocità troppo elevata per permettere l'evacuazione delle persone	$5 \cdot 10^1$	3 m/min
5	Rapido	Evacuazione possibile. Distruzione di strutture, immobili ed installazioni permanenti	$5 \cdot 10^{-1}$	1.8 m/h
4	Moderato	Alcune strutture temporanee o poco danneggiabili possono essere mantenute	$5 \cdot 10^{-3}$	13 m/mese
3	Lento	Possibilità di intraprendere lavori di rinforzo e restauro durante il movimento. Le strutture meno danneggiabili possono essere mantenute con frequenti lavori di rinforzo se il movimento totale non è troppo grande durante una particolare fase di accelerazione	$5 \cdot 10^{-5}$	1.6 m/anno
2	Molto Lento	Alcune strutture permanenti possono non essere danneggiate dal movimento	$5 \cdot 10^{-7}$	16 mm/anno
1	Estrem. Lento	Impercettibile senza strumenti di monitoraggio. Costruzione di edifici possibile con precauzioni		

Figura 2.3. Classi di velocità e danni osservabili. Da Cruden & Varnes (1996).

Lo stato di attività permette di dividere le frane in (Figura 2.4):

- 1- Attive: Fenomeno attualmente in movimento o che si è mosso l'ultima volta entro l'ultimo ciclo stagionale;
- 2- Sospese: Fenomeno che si è mosso entro l'ultimo ciclo stagionale ma che non si muove attualmente;
- 3- Riattivate: Fenomeno di nuovo attivo dopo essere stato inattivo;
- 4- Inattive: Fenomeno che non si è mosso nell'ultimo ciclo stagionale;
- 5- Quiescenti: Fenomeno che può essere riattivato dalle sue cause originali (permangono le cause del movimento);
- 6- Stabilizzate: Fenomeno inattivo che non può essere riattivato dalle sue cause di origine perché protetto da rimedi artificiali;
- 7- Relitte: Fenomeno inattivo che si è sviluppato in condizioni geomorfologiche o climatiche considerevolmente diverse da quelle attuali.

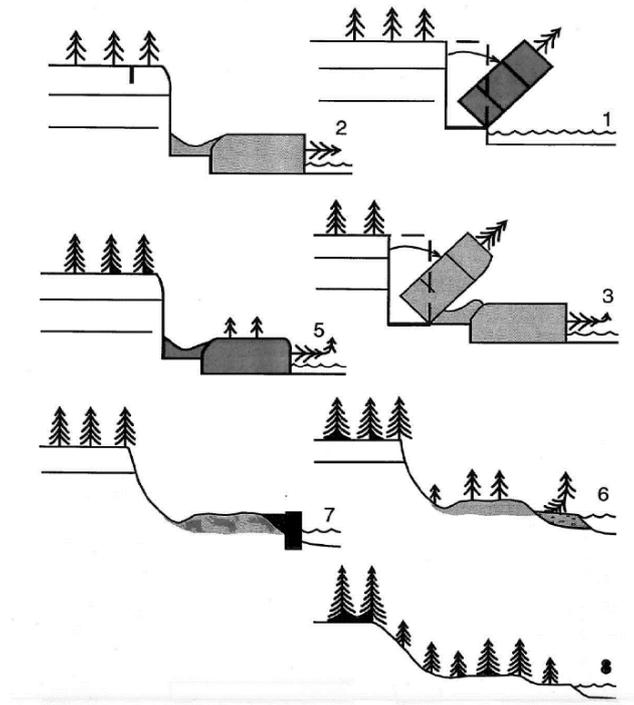


Figura 2.4. Stati di attività della frana (Unesco – *Working Party*, 1993).

Per quanto riguarda la distribuzione di attività delle frane (Figura 2.5), esse possono essere:

- 1- In avanzamento: La superficie di rottura si estende nella direzione del movimento;
- 2- Retrogressive: La superficie di rottura si estende in senso opposto a quello del movimento;
- 3- In ampliamento: La superficie di rottura si estende in una o più direzioni;
- 4- In diminuzione: Il volume del materiale spostato è in diminuzione;
- 5- Confinata: La superficie di rottura non è visibile al piede della superficie franata;
- 6- In movimento: Il materiale franato continua a muoversi senza un visibile cambiamento nella superficie di rottura e nel materiale franato;
- 7- In allargamento: La superficie di rottura si estende su uno o entrambi i margini laterali.

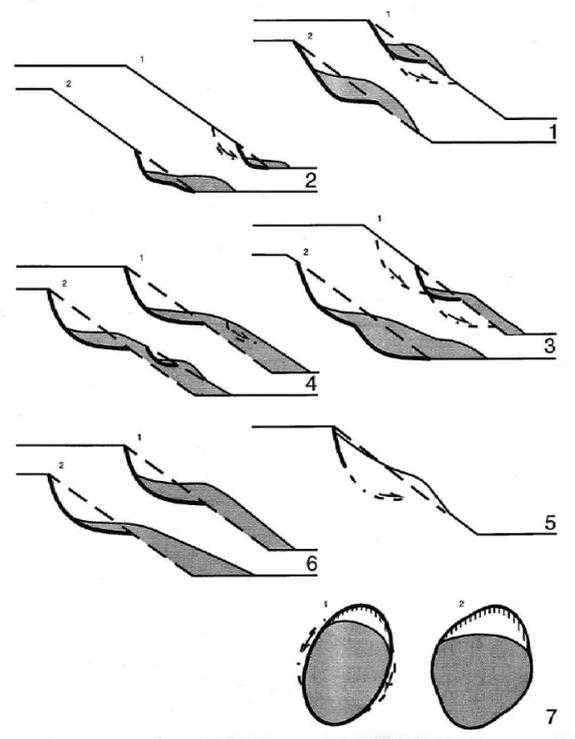


Figura 2.5. Distribuzione di attività delle frane (Unesco – *Working Party*, 1993).

Lo stile di attività, infine, permette di differenziare in (Figura 2.6):

- 1- Frane complesse: Caratterizzate dalla successione nel tempo di due o più tipi di movimento;
- 2- Frane composite: Caratterizzate dalla combinazione di due o più tipi di movimento, simultaneamente, in parti diverse della massa spostata;
- 3- Frane successive: Caratterizzate da un movimento dello stesso tipo di un fenomeno precedente o adiacente, in cui però non esiste condivisione della massa spostata o della superficie di rottura;
- 4- Frane singole: Caratterizzate da un singolo movimento del materiale spostato;
- 5- Frane multiple: Caratterizzate dalla ripetizione dello stesso tipo di cinematismo.

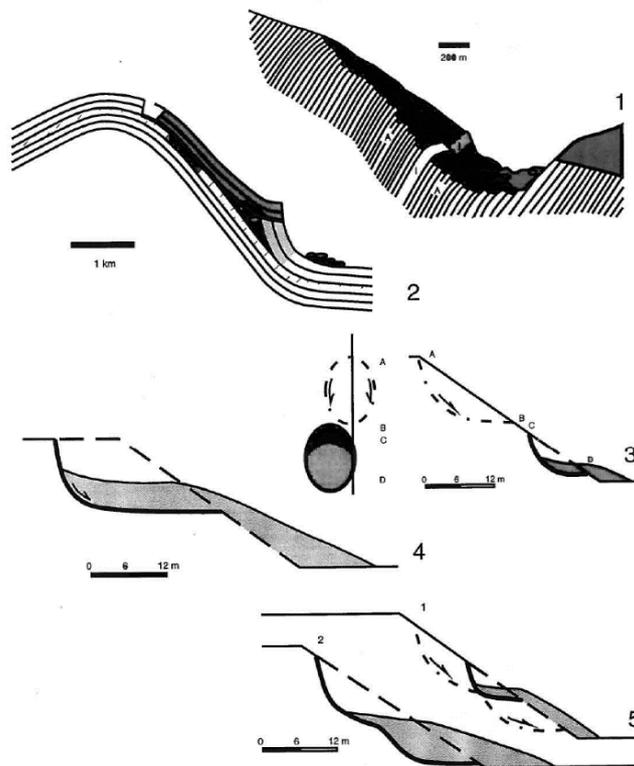


Figura 2.6. Stile di attività delle frane. Da Unesco – *Working Party*, (1993).

2.4 Classificazione delle frane da flusso

Con il termine flusso si indicano movimenti di versante caratterizzati da deformazioni interne, tali che il terreno assume le caratteristiche di un fluido viscoso; per qualunque meccanismo di rottura iniziale, i fenomeni franosi possono evolvere in colata (ad esempio, i crolli possono evolvere in colate di detrito o gli scorrimenti in terra in colate d'argilla).

Nei fenomeni di colata le due principali componenti del miscuglio, acqua e particelle solide, possono essere presenti in proporzioni così differenti che, a seconda della concentrazione del materiale solido nell'acqua, i movimenti possono essere considerati come movimento di solidi (per alte concentrazioni) o come movimento di liquidi (per basse concentrazioni).

Si comprende, pertanto, come le colate costituiscano un insieme molto vario di fenomeni il cui comportamento ricade tra i domini di appartenenza dei movimenti

di versante e dei fenomeni alluvionali. Infatti, tracciare una linea di separazione tra i due gruppi è molto difficile, dal momento che l'uno può sfociare con gradualità nell'altro al crescere del contenuto d'acqua. Una classificazione per tali fenomeni è quella proposta da Pierson & Costa (1987), dove, appunto, si suddividono i flussi in base alla concentrazione solida e alla velocità della massa in frana.

Come si vede dalla Figura 2.7 esistono due campi, quello delle velocità misurate e quello delle velocità mai misurate, come pure esiste una separazione tra il campo di esistenza di meccanismi che possono consentire la sospensione del sedimento in acqua e dove ciò non è possibile. Per basse percentuali di sedimento si ha il *flusso idrico normale*, che è costituito essenzialmente da acqua e si comporta quindi come un fluido newtoniano.

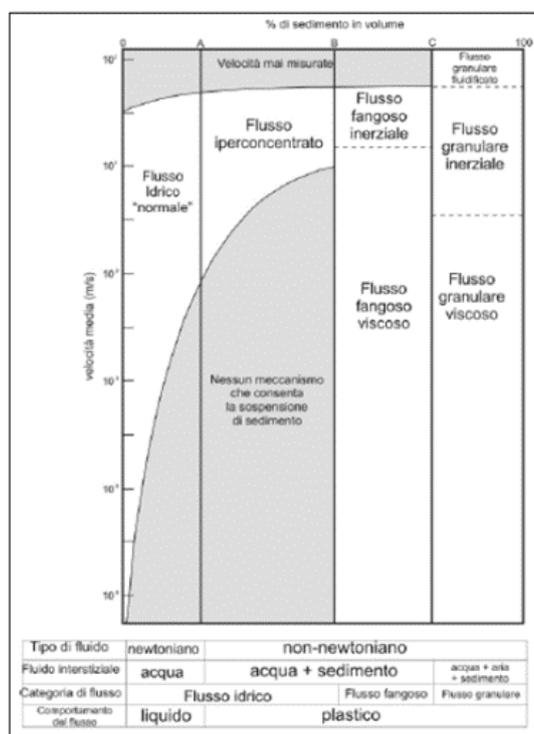


Figura 2.7. Classifica dei flussi. Modificato da Pierson e Costa (1987).

Per percentuali di sedimento maggiori si entra nel campo dei *flussi iperconcentrati* con valori di velocità molto elevati.

Si passa poi nei campi dei flussi fangosi che si dividono in: *flusso fangoso inerziale* e *flusso fangoso viscoso*, per i quali esistono velocità più elevate per i primi e più basse per i secondi. In questo caso il comportamento del flusso è di tipo plastico, trattandosi di fluidi non-newtoniani.

Infine, per concentrazioni più elevate di sedimento ci sono i flussi granulari. Quelli a velocità più elevata sono i *flussi granulari fluidificati*, poi ci sono i *flussi granulari inerziali* ed infine i *flussi granulari viscosi*.

Una classifica più recente è stata redatta da Hungr, Evans, Bovis e Hutchinson nel 2001 (Figura 2.8) sulla base di determinati parametri, quali: materiale coinvolto, contenuto d'acqua e velocità di movimento.

Materiale coinvolto	Contenuto d'acqua	Condizioni particolari	Velocità	Definizione
Limi, sabbie, ghiaie, detrito	Secco, umido o saturo	Assenza di sovrappressioni interstiziali; volume limitato	Variabile	<i>non-liquefied sand flow</i>
Limi, sabbie, ghiaie, detrito	Saturo lungo la superficie di rottura	Materiale liquefacibile; cont. acqua costante	Estr. rapido	<i>Sand (silt, debris, rock) flow slide</i>
Argille Sensitive	Limite di liquidità o superiore	Liquefazione <i>in situ</i> ; cont. acqua costante	Da lento a molto rapido	<i>Clay flow slide</i>
Torbe	Saturo	sovrappressioni interstiziali	Estr. rapido	<i>Peat flow</i>
Argilla o "terra" (<20% di sedimenti a grana grossa)	~ limite plastico	Movimenti lenti; Scorrimento	< rapido	<i>Earth flow</i>
Detrito	Saturo	Canale definito; cont. acqua aumentato	Estr. rapido	<i>Debris flow</i>
Fango	Limite di liquidità o superiore	<i>Debris flow</i> a grana fine	> Molto rapido	<i>Mud flow</i>
Detrito	Presenza di acqua "libera"	Piena (" <i>flood</i> ")	Estr. rapido	<i>Debris flood</i>
Detrito	Parzialmente saturo o saturo	Assenza di canale; distacco iniziale abb. superficiale, su versante acclive	Estr. rapido	<i>Debris avalanche</i>
Frammenti di rocce	Variabile, prev. secco	Rocce intatte all'origine; grandi volumi	Estr. rapido	<i>Rock avalanche</i>

Figura 2.8. Classifica di Hungr et al. (2001).

Per *non-liquefied sand flow* s'intende il movimento di material granulare classato o non classato, secco o con un basso contenuto di umidità, in assenza di un significativo eccesso di pressioni interstiziali. Con queste condizioni si genera una rottura superficiale per scorrimento planare che evolve in un movimento da flusso. Frane in materiale asciutto tendono a coinvolgere volumi non elevati con velocità limitata.

Sand (silt, debris, rock) flow slide indica un flusso rapido o estremamente rapido di materiale granulare classato o non classato su un pendio ad inclinazione moderata, in condizione di liquefazione o in eccesso di pressioni interstiziali. La totale o la parziale liquefazione del materiale granulare saturo, data dal collasso interno durante la fase iniziale di rottura, produce frane ad elevata pericolosità e mobilità.

Il materiale coinvolto non ha un comportamento di tipo plastico. È all'interno di questa classe che sono in gran parte inseriti i fenomeni distruttivi avvenuti nell'area dei Monti di Sarno il 5 -6 maggio 1998.

Il termine *clay flow slide* è riferito ad un flusso rapido o estremamente rapido di argille sensitive liquefatte o vicine al loro contenuto d'acqua originale. La rottura di queste argille avviene a causa di un'estrema perdita di resistenza che porta quindi ad un rapido movimento.

Per *peat flow* si intende un movimento da lento a rapido di torbe sature ad elevate pressioni interstiziali.

L'*earth flow* è un flusso intermittente, lento o rapido, di materiale plastico argilloso. Il profilo di velocità di un *earth flow* in genere mostra l'esistenza di una superficie di taglio laterale e basale, normalmente associate al movimento di scorrimento.

Per *debris flow* s'intende un movimento da rapido ad estremamente rapido di detriti non plastici saturi incanalati. Quindi condizione essenziale per l'esistenza di questi fenomeni è la presenza di un canale stabile più o meno regolare in cui questi flussi si insinuano.

Con *mud flow* si indica un movimento da flusso da rapido ad estremamente rapido di detriti plastici saturi canalizzati, che coinvolge elevati contenuti d'acqua.

Debris flood indica invece un rapido flusso di acqua canalizzato con detriti, più comunemente identificato con il termine "piena".

Il termine *debris avalanche* indica un movimento da rapido ad estremamente rapido, parzialmente o totalmente saturo, di detriti su un versante ripido, senza essere confinato all'interno di un canale.

Infine con *rock avalanche* si indica un movimento estremamente rapido di frammenti di roccia, derivanti da un grande scorrimento o crollo di roccia.

Questa terminologia adottata da Hungr et al., 2001 è stata confrontata dagli stessi autori con quella adottata da Varnes (1978) e da Hutchinson (1988) in modo da ridurre al massimo le ambiguità tra le varie classifiche (Figura 2.9).

Varnes (1978)	Hutchinson (1988)	Hungr et al. (2001)
Wet sand, silt flow	Flow slide	Sand, silt flow slide
Rapid earth flow	Flow slide (clay)	Clay flow slide
Loess flow	Flow slide (loess)	Loess flow slide
Dry sand flow	-	Dry sand flow
Earth flow	Mudslide	Earth flow
-	Mudflow	Mud flow
Debris avalanche	Hillslope debris flow	Debris avalanche
Debris flow	Debris flow	Debris flow
-	Hyperconcentrated flow	Debris flood
Rock avalanche	Sturzstrom	Rock avalanche

Figura 2.9. Confronto tra i termini della classifica delle frane adottati da Varnes (1978), da Hutchinson (1988) e da Hungr et al. (2001).

2.5 Le frane da flusso in Campania

Il settore storicamente più interessato da flussi rapidi, comunemente indicati come “colate rapide”, in depositi piroclastici è quello dei massicci carbonatici campani prossimi ai centri eruttivi dei Campi Flegrei e, soprattutto, del Somma-Vesuvio (Penisola Sorrentina-Monti Lattari; Monti di Avella e del Partenio; Monti di Sarno-Pizzo d’Alvano) (Figura 2.10).

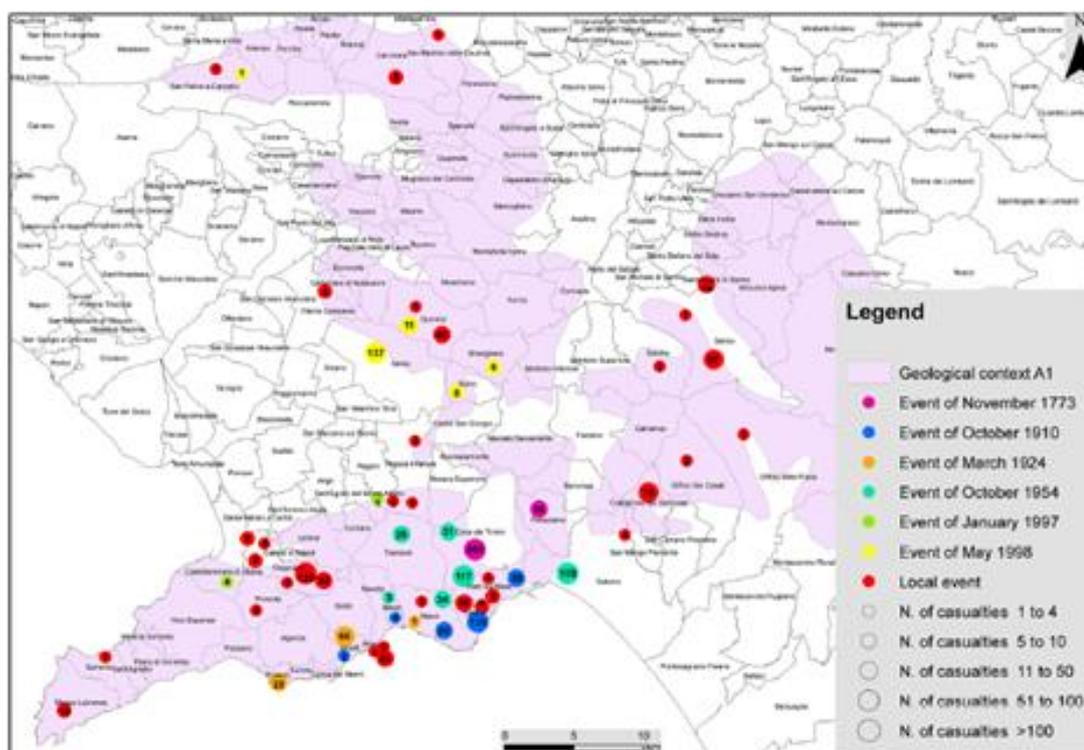


Figura 2.10. Aree storicamente interessate da fenomeni di “flusso rapido”. Da Cascini et al. (2013).

Tali rilievi si elevano sino a circa 1600 m s.l.m. e sono costituiti da successioni di piattaforma carbonatica di età compresa tra il Trias ed il Cretacico. Il sollevamento dei rilievi avvenne nel corso del Plio-Quaternario, periodo durante il quale si crearono versanti strutturali ad elevata acclività ($> 30^\circ$). Durante le eruzioni vulcaniche succedutesi nel Pleistocene superiore e nell'Olocene, tali massicci furono ricoperti da depositi piroclastici costituiti prevalentemente da ceneri, pomici e sabbie vulcaniche aventi spessori variabili da pochi decimetri ad alcuni metri. Alcune di tali eruzioni, ed in particolare quelle delle *Pomici di Base*, *Ottaviano*, *Avellino* e *Pollena*, avvenute rispettivamente 22.000, 8.900 e 4.365 anni fa ed infine nel 472 d.C. (*Santacroce et al., 2008*), ebbero un asse di dispersione in direzione dei rilievi posti a NE rispetto al Somma-Vesuvio (Figura 2.11). L'eruzione che nel 79 a.C. distrusse Ercolano e Pompei ebbe invece un asse di dispersione diretto verso SE e ricoprì di pomici e cenere i versanti carbonatici della Penisola Sorrentina-Monti Lattari. Con minore frequenza, "colate rapide" sono state osservate anche sui versanti in flysch ricoperti da depositi piroclastici, soprattutto nell'area irpina (*Di Crescenzo et al., 2008*). Infine, esse interessano anche le aree vulcaniche (area flegrea continentale ed insulare) anche se con superfici e volumetrie più ridotte (*Calcaterra et al., 1999, de Riso et al., 2004, De Vita et al., 2007, Calcaterra et al., 2007, Carotenuto et al., 2017*).

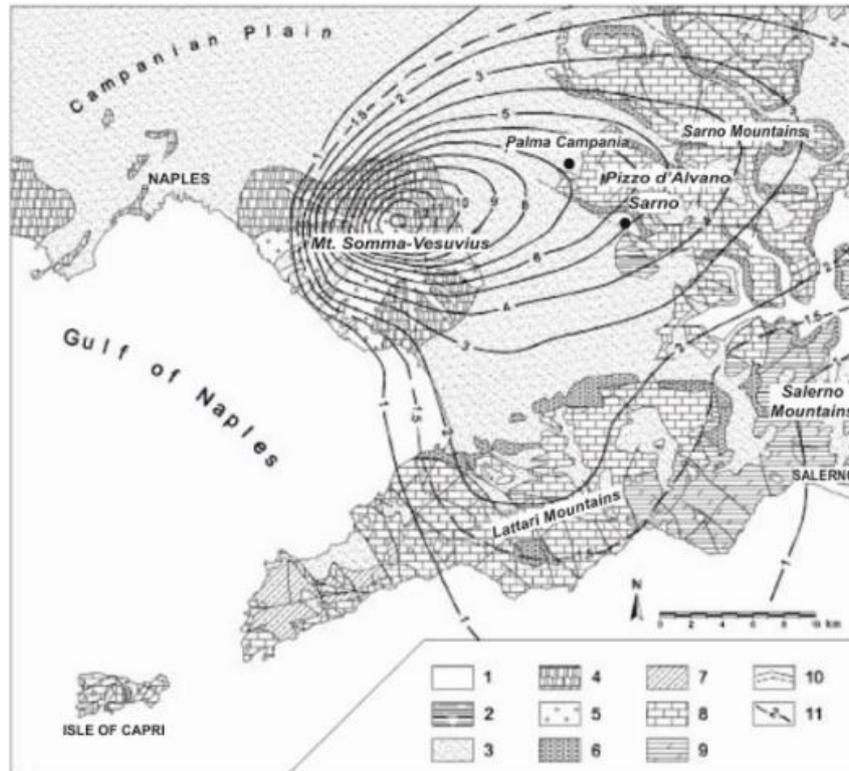


Figura 2.11. Carta geologica e distribuzione dei principali depositi da caduta del Somma-Vesuvio. 1) Depositi alluvionali; 2) Travertino; 3) Depositi cineritici incoerenti; 4) Depositi da flusso cineritici prevalentemente coerenti; 5) Lave; 6) Detrito e depositi di versante; 7) Flysch miocenici; 8) Calcari (Giurassico medio - Cretacico superiore); 9) Calcari e dolomie mesozoici; (10) Faglie; (11) Isopache (m) delle principali eruzioni esplosive del somma-Vesuvio. Modificato da De Vita et al. (2006).

I numerosi lavori pubblicati su questa tipologia di fenomeni franosi concordano per alcuni aspetti di carattere generale, che si espongono di seguito. Sono descritti (*Hutchinson, 1986; Pearson e Costa, 1987; Cruden e Varnes, 1996*) come movimenti complessi in quanto costituiti da iniziali e superficiali scorrimenti traslativi (o rotazionali) che evolvono in colate o valanghe di detrito (*debris avalanches sensu Hungr et al., 2001*). Si è potuto verificare infatti che, spesso, la zona di distacco è di limitate dimensioni (alcuni m²) e localizzata in corrispondenza di tagli antropici, alla sommità di scarpate di morfoselezione o in corrispondenza di concavità morfologiche. A valle si sviluppa una zona di transito che coinvolge superfici molto più ampie con mobilitazione di volumi di materiale che possono arrivare a molte decine di migliaia di metri cubi. Alla zona di transito segue l'area di recapito (o di accumulo) del materiale franato (*Celico et al., 1998; Del Prete et al., 1998; Di Crescenzo e Santo 1999; Calcaterra et al., 2004*). È stato osservato anche che le

“colate rapide” coinvolgono sia versanti regolari (o planari) che versanti incisi da uno o più impluvi. Alla prima tipologia fa capo un numero più ridotto di frane - non incanalate -, che presentano morfologie sub-triangulari (Figura 2.12) e con angoli apicali dell'ordine di 20° ed accumuli distribuiti poco oltre il piede del versante (*de Riso et al., 2007*). Nella seconda tipologia di versante ricadono le cosiddette frane incanalate, caratterizzate da percorsi fortemente condizionati da impluvi più o meno approfonditi, lungo i quali si possono verificare forti incrementi di volume, rispetto a quello iniziale, (per erosione di sponde con conseguenti frane laterali), fino allo sbocco nelle aree di recapito pedemontane dove i cumuli si espandono su superfici anche molto estese (Figura 2.13).



Figura 2.12. Esempio di frana sub-triagonale. Nocera Inferiore (SA), (2005).

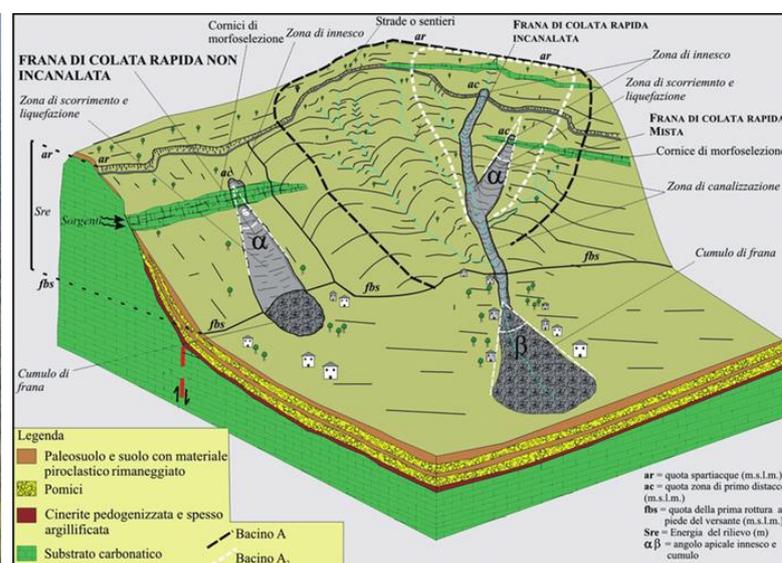


Figura 2.13. Caratteristiche geomorfologiche delle frane da scorrimento-colata rapida. Da Di Crescenzo e Santo (2005).

Su di una casistica di qualche centinaia di fenomeni si è inoltre potuto osservare che generalmente le zone di innesco presentano valori di acclività compresi fra 35° e 45° , mentre valori compresi fra 26° e 30° caratterizzano le zone di transito (*Di Crescenzo et al., 2008, Palma et al., 2009*).

Le ricostruzioni stratigrafiche condotte sulle zone di distacco e transito hanno evidenziato che le successioni-tipo delle coperture piroclastiche dei massicci carbonatici sono caratterizzate da intervalli cineritici, più o meno pedogenizzati, da livelli pomicei e da una copertura di suolo, con le superfici di rottura che si localizzano ad altezze stratigrafiche variabili nei diversi contesti. In particolare, per quanto riguarda la zona Monti Lattari-Penisola Sorrentina, esse si impostano per lo

più alla base o all'interno dei livelli delle pomice del 79 d.C., immediatamente sopra uno strato di cinerite pedogenizzata posto a contatto diretto con il substrato carbonatico (*Calcaterra e Santo, 2004*). Sui monti di Sarno e Quindici (Pizzo d'Alvano), la superficie di rottura sembra collocarsi per lo più alla base del livello delle *Pomice di Avellino* e, talora, all'interno della piroclastite pedogenizzata a contatto con il substrato (*de Riso et al., 1999; Calcaterra et al., 2000; Cascini et al., 2003; Budetta e De Riso, 2004*). Per quanto riguarda il contesto dei Monti di Avella e del Partenio, sul versante settentrionale della dorsale di Canello, la superficie di rottura di alcune frane è stata rinvenuta alla base dei depositi piroclastici ascrivibili all'eruzione di *Agnano-Monte Spina* (*Chiessi et al., 2003*). Sui versanti del territorio di Cervinara affiora prevalentemente lo strato pomiceo da caduta attribuibile alle *Pomice di Avellino*, alla cui base è localizzata la superficie di rottura al contatto con le piroclastiti pedogenizzate probabilmente riferibili all'*Ignimbrite Campana* (*Fiorillo et al., 2000*).

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'analoga distribuzione dei dissesti.

I dati sopra illustrati con riferimento specifico ai modelli geologici ricostruiti in corrispondenza delle aree di distacco, costituiscono riferimenti fondamentali sia per l'analisi meccanica dei fenomeni di rottura, che per la scelta di siti rappresentativi per attività di monitoraggio. È quanto si sta realizzando in vari campi sperimentali, con particolare riferimento a quelli situati sulle dorsali carbonatiche, di cui, per alcuni di essi, ne vengono illustrate di seguito le caratteristiche.

Uno degli esempi è certamente rappresentato dal campo sperimentale di Monteforte Irpino (AV) (*Pirone et al., 2011; 2015; Nicotera et al., 2015*), sul versante ovest del monte Faggeto, su cui è presente una copertura piroclastica a spessore variabile, costituita prevalentemente dai prodotti di diverse eruzioni del Somma Vesuvio, che a sua volta poggia su una base di calcare fratturato e poco carsificato (Figura 2.14). Si tratta di un'area ad alta suscettibilità a franare che, da un punto di vista geologico,

geomorfologico e stratigrafico, è molto simile ai rilievi di Pizzo D'Alvano, dei Monti di Avella e del Partenio. All'interno del campo-prova, secondo una geometria regolare, lungo delle verticali sono stati installati dei tensiometri a diversa profondità, per monitorare la variazione di suzione nei vari litotipi individuati, al variare delle condizioni ambientali. In corrispondenza di ogni verticale, in accoppiamento con i tensiometri sono state installate delle sonde TDR (*Time Domain Reflectometry*), per la misura del contenuto di acqua, e dei piezometri Casagrande, situati alla superficie di contatto tra la coltre piroclastica ed il substrato calcareo; è presente, inoltre, una Stazione meteorologica totale per il monitoraggio dell'apporto meteorico.

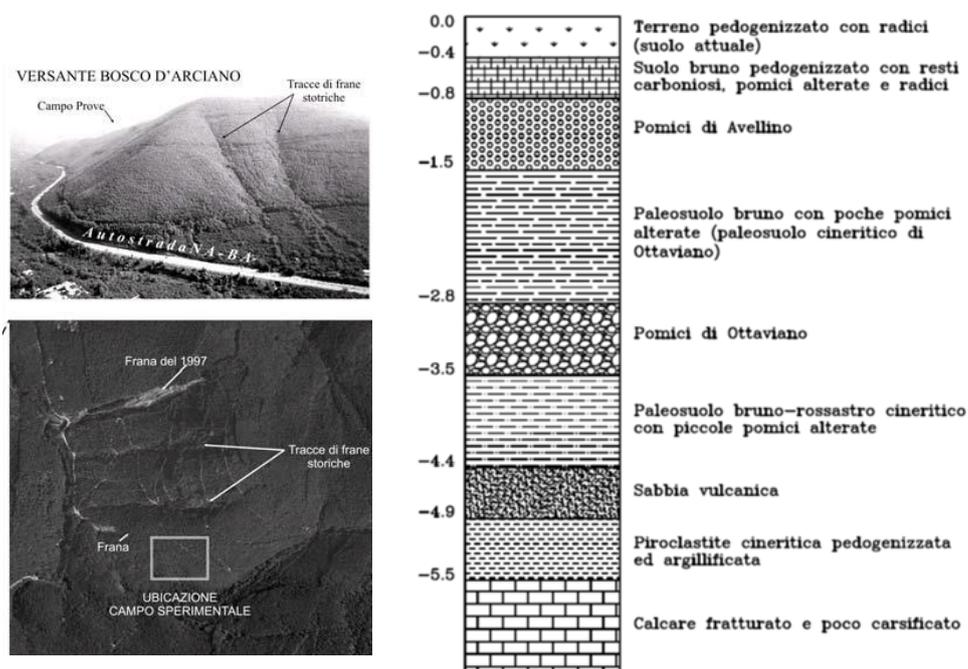


Figura 2.14. Campo sperimentale di Monteforte Irpino. A sx ubicazione, a dx modello geologico di base. Da Papa (2007).

Altro sito sperimentale è quello di Cervinara (AV) nella Valle Caudina (*Damiano et al., 2012; Urciuoli et al., 2016*), dove il 16 dicembre 1999 si è verificato l'evento di frana principale rispetto ad una serie di dissesti rapidi avvenuti in concomitanza delle piogge iniziate il giorno 14. Il versante in sinistra idraulica del torrente Cornito, dove si sono verificati i dissesti di dimensioni maggiori, tra cui la frana oggetto del sito sperimentale, presenta caratteristiche geomorfologiche analoghe a quelle degli altri versanti dell'area, ma con spessori maggiori del deposito vulcanoclastico. In particolare, si distinguono dall'alto verso il basso (Figura 2.15) uno strato di 20-30 cm di pomice di grosse dimensioni, coperto da un sottile suolo vegetale, di colore

grigio chiaro (terreno A); un livello di cineriti sabbioso-limose con spessore variabile da 50 a 140 cm (terreno B); un deposito da caduta avente spessore di circa 30 cm, a granulometria sabbioso-ghiaiosa, costituito da alternanze di piccoli strati cineritici e di pomice (terreno C); cineriti di colore marrone, alterate e parzialmente argillificate, dello spessore variabile tra 30 e 50 cm (terreno D), poggiate il tutto su un substrato calcareo intensamente fratturato. Allo scopo di valutare la risposta idraulica del versante alle precipitazioni meteoriche, nell'area di distacco della frana principale sono state installate cinque stazioni tensiometriche ed un pluviometro.

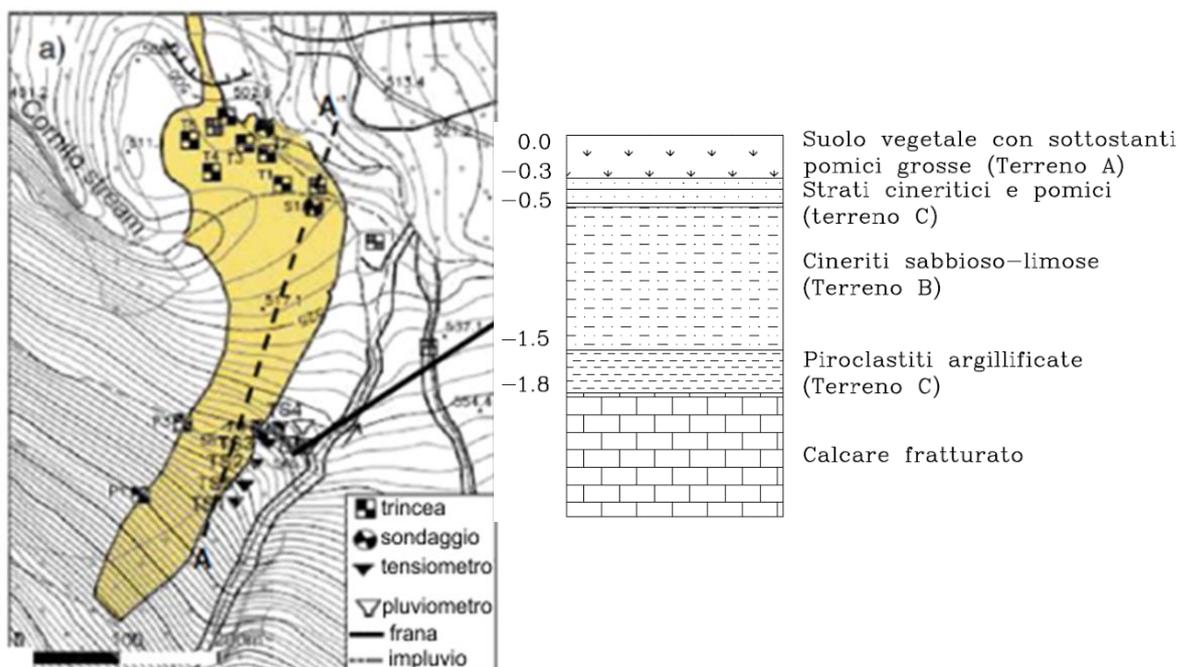


Figura 2.15. Campo sperimentale di Cervinara. A sx ubicazione, a dx modello geologico di base. Da Damiano et al. (2012).

Il terzo sito sperimentale citato nel presente lavoro è ubicato su di un tratto della dorsale dei Monti di Sarno (*De Vita et al., 2012; 2013; Fusco et al., 2017*) dalla quale si sono innescate le numerose frane, tristemente note, del maggio 1998. Tenendo conto di un approccio combinato litostratigrafico e pedologico, in considerazione della superficialità del deposito e dell'influenza che hanno sullo stesso i processi pedogenetici, l'assetto stratigrafico delle coperture piroclastiche lungo i versanti dell'area può essere schematizzato come di seguito (Figura 2.16):

- orizzonte A, caratterizzato da abbondante presenza di humus, che conferisce una struttura generalmente fibrosa e spugnosa al deposito, nel quale possono essere riconosciuti rari piroclasti pomicei, classificabile come terra organica;

-
- orizzonte B, caratterizzato prevalentemente da piroclasti pomicei, variabili granulometricamente da ceneri grossolane a fini, pedogenizzati e soggetti ad un processo di illuviazione che ne ha determinato l'incremento della frazione granulometrica più fine, classificabile come sabbia con limo;
 - orizzonte C, costituito da piroclasti pomicei scarsamente alterati ed a spigoli vivi, con dimensione massima fino a 30 mm, variabili dai lapilli alle ceneri grossolane, classificabile come ghiaie e sabbie pulite da poco a ben gradate, generalmente attribuibile all'*eruzione di Avellino*;
 - orizzonte Bb, corrispondente ad un orizzonte B sepolto dal successivo evento deposizionale e pertanto considerabile come un paleosuolo, classificabile come sabbia con limo;
 - orizzonte Cb, rappresentativo di un orizzonte C sepolto, costituito da piroclastiti pomicee di dimensioni variabili dai lapilli alle ceneri grossolane e pertanto classificabile come l'orizzonte C, sebbene in alcuni casi esso abbia presentato, verso il basso, la prevalenza della frazione sabbiosa, generalmente attribuibile all'*eruzione di Ottaviano*;
 - orizzonte Bb basale, corrispondente a un deposito piroclastico residuale, fortemente pedogenizzato, rappresentativo dei prodotti delle eruzioni precedenti, classificabile anch'esso come sabbia con limo, attribuibile ai depositi residuali delle eruzioni precedenti a quella di *Ottaviano*, non escluso il contributo anche di quelle flegree;
 - orizzonte R, corrispondente al substrato carbonatico, le cui discontinuità sono occluse dalla parte più sottile del deposito piroclastico soprastante.

L'impostazione della stazione di monitoraggio è stata progettata sulla base del modello geologico precedentemente ricostruito e specificamente incentrato sul monitoraggio dei parametri idrologici in ciascun orizzonte della coltre piroclastica; sulla base di ciò sono stati installati dei tensiometri automatici e dei sensori Watermark. Inoltre, mediante appositi sensori sono stati monitorati la temperatura del suolo e il contenuto di acqua volumetrica.

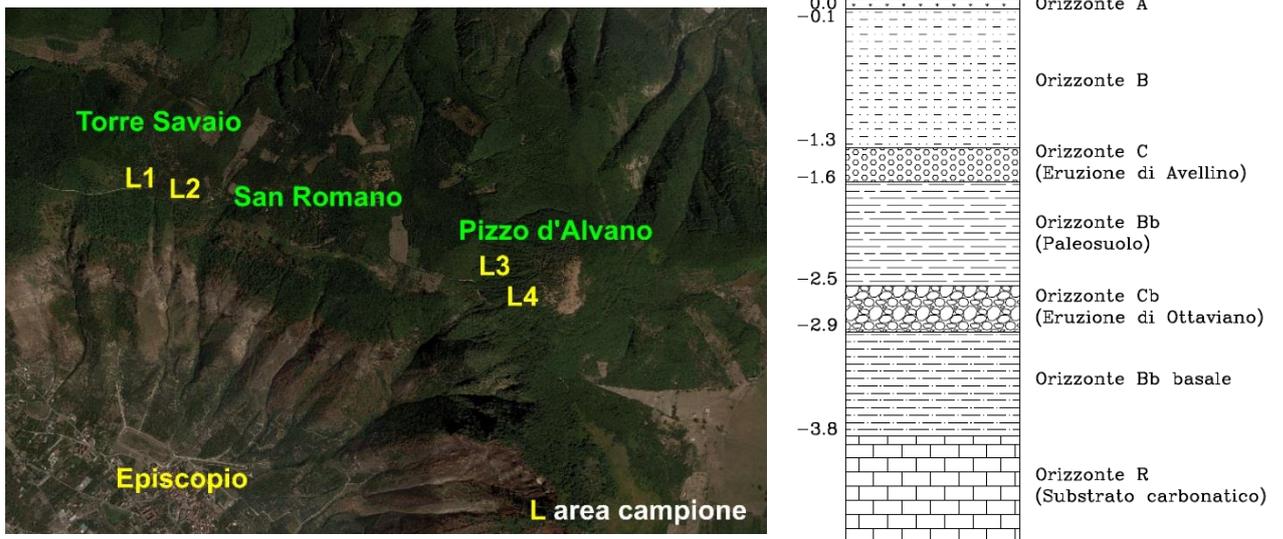


Figura 2.16. Campo sperimentale di Pizzo D'Alvano.
A sx ubicazione, a dx modello geologico di base. Da Fusco (2016).

L'ultimo esempio di sito sperimentale riportato, come anticipato nell'introduzione, riguarda proprio l'area oggetto del presente studio, il territorio di Palma Campania. L'Amministrazione Comunale infatti, per il potenziamento del Piano di Emergenza Comunale di Protezione Civile approvato nel 2016 (*P.E.C.P.C. di Palma Campania, 2016; Sepe et al., 2018; Infante et al., 2019*), ha deciso di supportare specifiche azioni attraverso la dotazione di sistemi strumentali di monitoraggio con riferimento alle attività di previsione, prevenzione e contrasto dei rischi connessi alla presenza di bacini idrici sul territorio comunale. A tal proposito sono state progettate e realizzate due stazioni (Figura 2.17), di cui una per il monitoraggio idrologico delle coperture di origine piroclastica ed un'altra per il monitoraggio climatico, collocate in specifici siti del territorio comunale. La descrizione delle caratteristiche del sistema di monitoraggio installato è riportata in dettaglio nel successivo paragrafo 3.2, mentre i relativi dati, rilevati dal 2017 ad oggi, oggetto di analisi ed interpretazione preliminare anche nell'ambito del presente lavoro, sono consultabili in allegato. A tal proposito, in allegato si riporta anche un confronto delle quantità di pioggia, per lo stesso arco temporale, con quelle registrate nello stesso periodo dal pluviometro della Protezione Civile Regionale posto alla quota di 80 m s.l.m. nella zona a valle, ad una distanza tra loro sul piano orizzontale di circa 2 km.

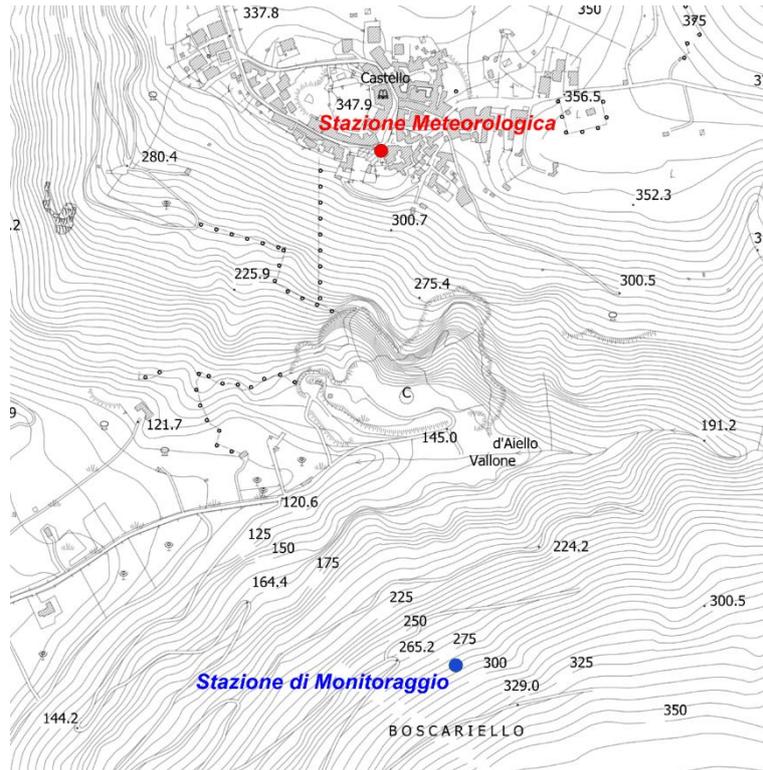


Figura 2.17. Sistema sperimentale di Palma Campania. Ubicazione delle stazioni termo-igro-pluviometrica (in rosso) e di monitoraggio idrologico (in blu).

2.6 Proprietà e comportamento meccanico dei terreni piroclastici interessati dalle frane da flusso

Tra le principali cause innescanti le frane nelle coltri piroclastiche, è stata riconosciuta da numerosi studi la variazione del regime delle pressioni neutre in seguito alle precipitazioni meteoriche (Picarelli et al., 2007; Rianna et al., 2014; Urcioli et al., 2016). Durante l'infiltrazione si verifica un graduale aumento del grado di saturazione che determina da un lato l'incremento del peso dell'unità di volume del terreno e, quindi, delle azioni instabilizzanti, dall'altro, una riduzione della suzione e, quindi, della resistenza a taglio dei terreni.

L'acqua nel terreno è soggetta ad un complesso di forze che la trattengono o tendono a determinarne il movimento. Per spostare una determinata quantità di acqua da una certa posizione verso un punto considerato, occorre vincere le resistenze che si oppongono a questo spostamento e spendere quindi energia, compiendo in tal modo un lavoro. In un terreno insaturo, a causa della tensione superficiale, la pressione dell'acqua nei pori (u) risulta sempre inferiore alla

pressione dell'aria nei pori (u_a); la differenza tra la pressione dell'aria, che in condizioni naturali è pari alla pressione atmosferica, e la pressione dell'acqua nei pori, è detta suzione ($u_a - u$), che aumenta al diminuire del grado di saturazione del terreno e viene associata al fenomeno della capillarità. Il potenziale matriciale può quindi essere immaginato come la suzione (pressione dell'acqua negativa) mediante la quale possono essere sottratte acque di ritenzione al terreno; essa si può esprimere con qualsiasi unità di misura della pressione, ma è frequente anche che si utilizzi l'unità hH₂O (altezza della colonna d'acqua).

I numerosi fenomeni, ben documentati in letteratura od osservati direttamente, hanno mostrato quindi che, anche per le piroclastiti campane, l'innesco delle frane da flusso è generalmente caratterizzato da due fasi:

- a) nella prima fase si determina la rottura superficiale per taglio o trazione (scorrimento traslativo, rotazionale o crollo), che coinvolge spessori dell'ordine di un metro;
- b) nella seconda si verifica la fluidificazione della massa staccatasi.

La tipologia di tali eventi appare intermedia tra un flusso iperconcentrato ed un movimento di massa (Figura 2.7). 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 nel senso classico del termine, con l'acqua, cioè, a trasportare il materiale solido; nel secondo, si ha un impasto fluido di materiali, nel quale l'acqua ha un ruolo di fluidificante e si genera, dunque, una massa detritica notevolmente deformabile, che, associata alle pendenze dei versanti, raggiunge elevate velocità con effetti altamente distruttivi.

I fenomeni risultano invece particolarmente complessi per quel che concerne le fasi transitorie che segnano il passaggio dal collasso vero e proprio del materiale al successivo mutamento di fase; l'interpretazione meccanica degli stessi quindi, generalmente riconosciuta, sembrerebbe essere sostanzialmente quella descritta di seguito (Figura 2.18).

Infatti, durante l'evento meteorico, l'infiltrazione produce una riduzione della suzione poiché c'è un incremento del contenuto d'acqua ed il regime delle pressioni dell'acqua dipende esclusivamente dalle condizioni iniziali e dalle condizioni a contorno poiché si è in condizioni drenate. In questa fase, se continuano le precipitazioni e se continua ad aumentare il grado di saturazione, si può verificare il

collasso volumetrico, cioè una brusca riduzione del volume del terreno, una "deformazione", che causa delle pressioni aggiuntive non prevedibili e che fa passare il sistema dalla condizione drenata a quella non drenata. In quest'ultima condizione la pressione dell'acqua non è più correlata soltanto alle condizioni a contorno, ma entra in gioco anche il fenomeno deformativo del terreno, che può determinare il fenomeno della liquefazione statica che, tra l'altro, è una probabile conseguenza anche di una rottura progressiva (meccanismo che comincia da monte e si propaga verso valle). Non tutti i depositi granulari sono suscettibili di liquefazione ed anche terreni teoricamente liquefacibili non necessariamente e non sempre presentano questo comportamento. L'esperienza di studio, infatti, dimostra che la suscettibilità alla liquefazione dipende dalla granulometria, dalla plasticità, dallo stato di addensamento e dallo stato tensionale iniziale ed indotto; ovviamente, perché il fenomeno possa verificarsi, è necessario che il terreno sia saturo o quasi saturo (*Olivares e Picarelli, 2001*).

Subito dopo la rottura potrebbe anche verificarsi la fluidificazione (*Iverson, 1997*), fenomeno caratterizzato da un regime delle pressioni dell'acqua che può diventare talmente elevato al punto che le particelle perdono attrito, con un annullamento totale della resistenza a taglio e passando quindi da un regime attritivo ad un regime collisionale, come una sorta di "passaggio di fase solido-fluido". Questo sembra essere il caso di numerose colate, ed in particolare di quelle di Pozzano (1997), di Sarno (1998) e di Cervinara (1999), dove il materiale in frana si è mutato sostanzialmente in un fluido; tale meccanismo è stato approfondito teoricamente e giustificato anche sperimentalmente in laboratorio (*Musso e Olivares, 2003; Olivares e Damiano, 2007*). Nell'ultima fase del processo, anche per una piccola variazione della morfologia come una riduzione di acclività, la fluidificazione viene meno, le particelle riprendono contatto perché si dissipa moltissima energia e da quel momento in poi c'è un "passaggio di fase" inverso, "fluido-solido", una "consolidazione", con l'attrito tra le particelle che si incrementa e che determina un rapido arresto della massa in frana.

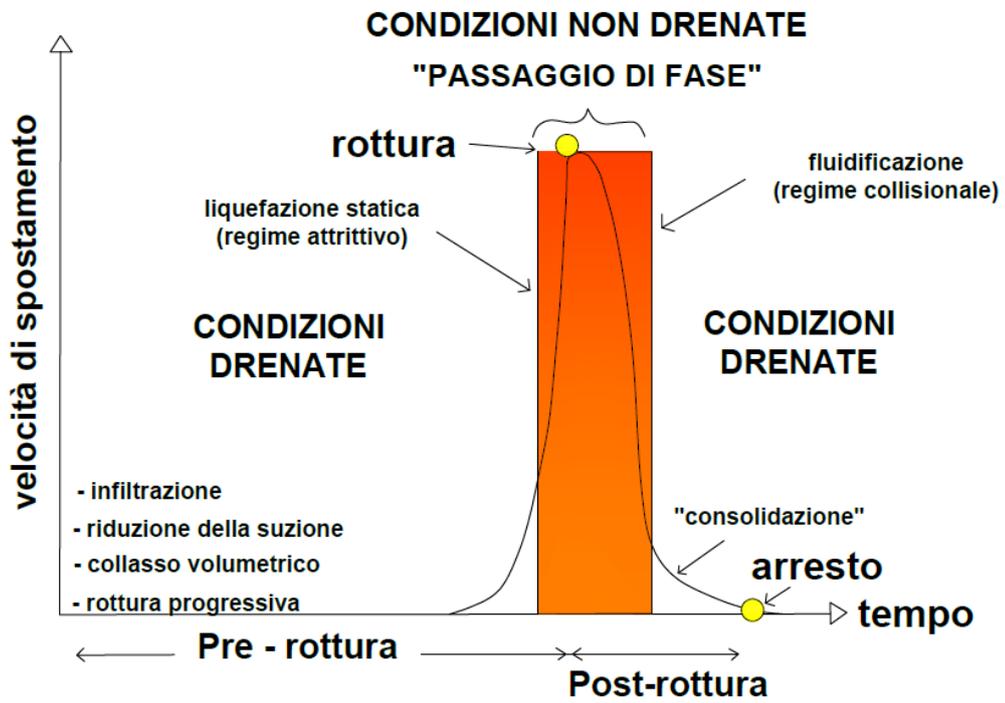


Figura 2.18. Meccanismo di innesco e di formazione di una "colata rapida". Modificato da Picarelli (2018).



Capitolo 3

Area di studio

3.1 L'area di studio

Il Comune di Palma Campania è ubicato nella "Conca Napoletana" al limite tra la piana di Nola e quella del Sarno; ad Est è delimitato dalle propaggini dei rilievi calcarei di età cretacea e ad Ovest dal complesso vulcanico del Somma-Vesuvio (Figura 3.1).



Figura 3.1. Ubicazione del territorio di Palma Campania, area di studio.

Il territorio comunale di Palma Campania ha una superficie di 20,78 km² ed è costituito per il 78% da zone pianeggianti o subpianeggianti (inclinazione <15°), mentre la parte residua del territorio (22%) è occupata da colline o montagne (inclinazione > 15°).

Da un punto di vista geologico, il territorio risulta costituito da due formazioni principali, rappresentate una dalle rocce carbonatiche della serie di piattaforma mesozoica, l'altra da depositi piroclastici provenienti dal complesso vulcanico del Somma - Vesuvio e dai Campi Flegrei; si rinvencono inoltre detriti di falda, a volte frammisti a materiale piroclastico dilavato (Figura 3.2).

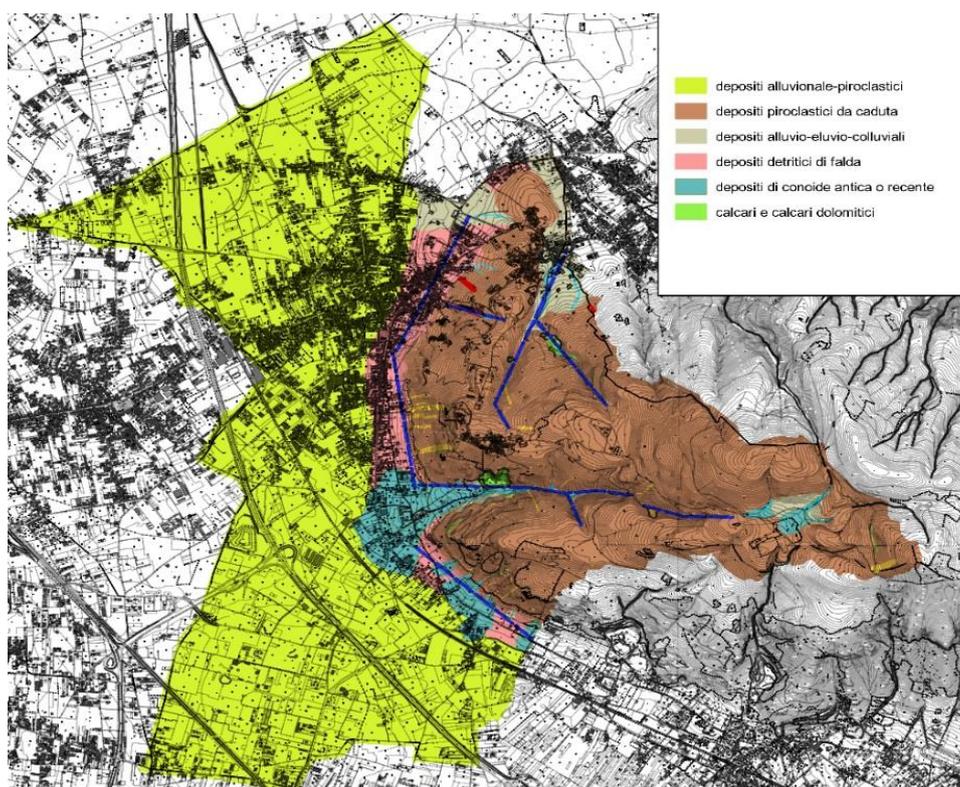


Figura 3.2. Carta geologica schematica del territorio di Palma Campania. Modificato da PECPC, (2016).

Il complesso mesozoico è composto da calcari prevalentemente cretaci appartenenti all'Unità stratigrafico-strutturale dei Monti Picentini-Taburno. In particolare, essa affiora lungo il versante nordoccidentale del Monte Sant'Angelo (762 m s.l.m.), retrostante l'abitato di Palma Campania, parte della dorsale di Pizzo d'Alvano-Monti di Sarno, formato da una monoclinale variamente articolata, delimitata da una faglia diretta, con direzione N-S, che va da Palma Campania verso Torricelle e da una faglia orientata O-E lungo il vallone d'Aiello. Su tali strutture si sono innescati a volte intensi processi morfoevolutivi che hanno provocato la formazione di profonde incisioni e versanti con pendenze elevate, a causa del meccanismo dell'arretramento rettilineo-parallelo, con strati che immergono generalmente verso Nord e con un'inclinazione variabile dai 30 ai 45°. Tale struttura carbonatica, soprattutto nella parte più superficiale, si presenta in genere fratturata e carsificata ed è coperta in maniera generalmente continua da una coltre

piroclastica di spessore variabile (da pochi decimetri fino ad alcuni metri). I depositi piroclastici sono essenzialmente da *fall out*, di origine prevalentemente vesuviana; questi ultimi, spesso in giacitura primaria, sono riferibili in particolare alle eruzioni avvenute circa 22.000 anni fa (*Pomici di Base*), 8.900 anni fa (*Pomici di Ottaviano*) e 4.365 anni fa (*Pomici di Avellino*) e secondariamente alle eruzioni subpliniane del 472 d.C. (*Pollena*) e del 1631, separate in genere da paleosuoli spessi alcuni decimetri.

In questi depositi, il 22 febbraio 1986, su versante esposto ad Ovest in località "Crocelle", una "colata rapida" di oltre 15.000 m³ ha distrutto due case alla base del pendio, causando 8 vittime (Figura 3.3) (*Guadagno et al. 1988; Vallario, 1992*). Si è trattato di un evento franoso verificatosi durante un periodo piovoso che, a meno di alcune interruzioni, si è protratto dal 31 gennaio al 26 febbraio con un'altezza di pioggia cumulata pari a 290 mm. La zona di primo distacco tra calcari e piroclastiti è stata ipotizzata tra 255 e 220 m s.l.m.; in corrispondenza dell'impluvio esistente si è impostato il canale di frana che si è sviluppato, con andamento sub rettilineo, fino alla quota di circa 140 m s.l.m., dove l'impluvio si restringe curvando in dx orografica ed assumendo una caratteristica sezione a V. Solo dalla quota di circa 110 m s.l.m. si è avuta presenza del cumulo di frana, che si è assestato nel tratto a valle verso la fascia pedemontana, su di un fronte di circa 40 m.



Figura 3.3. Frana di Palma Campania del 22 febbraio 1986 (Guadagno et al., 1988).

Nell'ambito di questo progetto di dottorato, sono stati individuati vari settori d'interesse del territorio montuoso di Palma Campania caratterizzati da un'alta suscettibilità a franare, sulla base anche della cartografia tematica allegata al P.S.A.I. (Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico) della relativa ex Autorità di Bacino competente (ora Autorità di Bacino Distrettuale dell'Appennino Meridionale). Su tali settori è stato eseguito un rilevamento geologico di dettaglio dedicato soprattutto all'individuazione degli spessori delle coperture ed alla loro cronostratigrafia.

I settori indagati sono (Figura 3.4):

- Settore Settentrionale - versanti in dx e sx orografica del Vallone Lupici;
- Settore Centrale - versanti in dx e sx orografica del Vallone d'Aiello;
- Settore Meridionale - versante meridionale della dorsale carbonatica di Montagna Barone.

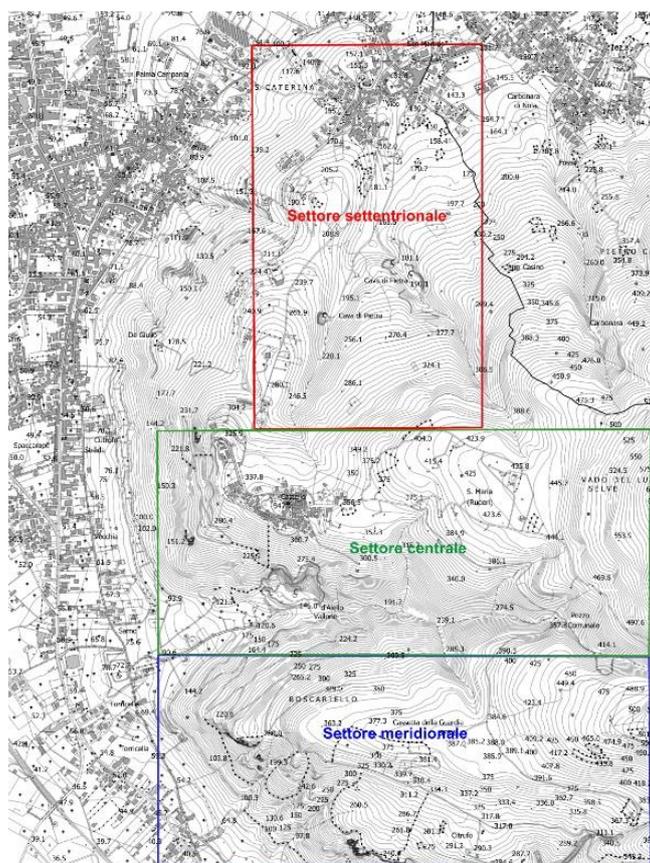


Figura 3.4. Settori di studio del territorio comunale di Palma Campania.

Durante l'attività di campo, in un arco temporale di circa 2 anni, complessivamente sono stati individuati oltre 70 siti significativi (indicati come *stop*), le cui coordinate geografiche sono state rilevate mediante strumentazione GPS (Figura 3.5) (cfr. Allegati); tali *stop* rappresentativi hanno dato spesso informazioni direttamente osservabili delle sequenze vulcanoclastiche, attraverso la presenza di tagli-sezioni naturali e/o antropici, o sono risultati idonei per eseguire trincee, fiorettature speditive e pozzetti esplorativi per l'individuazione delle stesse.

	Coordinate UTM33WGS84 punti di rilevamento		Descrizione	Tipologia indagine
	Latitudine N	Longitudine E		
STOP3	4523621,6900	463549,5700	Pomici di Base con suolo sovrastante	Sezione in parete e fiorettature
STOP8	4523887,2200	463541,9900	Copertura piroclastica indistinta	Sezione in parete e scavo pozzetto
STOP28	4524215,8600	463621,0900	Eruzione di Ottaviano	Sezione in parete e scavo pozzetto
STOP29	4524017,8600	463680,1200	Eruzione di Ottaviano	Scavo pozzetto
STOP30	4523861,4200	463459,2200	Eruzione di Ottaviano	Scavo pozzetto
STOP43	4523224,4530	462999,8840	Copertura piroclastica indistinta	Fiorettatura
STOP44	4523046,8480	462990,9310	Copertura piroclastica indistinta	Fiorettatura
STOP45	4523007,4926	462966,4003	Copertura piroclastica indistinta	Fiorettatura
STOP46	4522314,0000	463395,0000	Suolo (piroclastiti pedogenizzate) con sottostante Pomici di Base	Pozzetti e fiorettature per installazione tensiometri

Figura 3.5. Modalità "tipo" di archiviazione di alcuni *stop* rappresentativi.

Nel Settore Settentrionale, in dx orografica del Vallone Lupici, alcuni *stop* hanno assunto particolare importanza per la presenza di frane di piccole dimensioni (qualche centinaio di m³) del tipo scorrimento traslativo (*Cruden e Varnes, 1996*); la loro osservazione ha permesso una ricostruzione preliminare delle caratteristiche geometriche, dell'andamento del piano di scorrimento e del meccanismo di innesco. Anche sulla base di ciò questo settore del territorio ha assunto, per lo studio in oggetto, la caratteristica complessiva di *area-campione* per la definizione, attraverso una modellazione geologico-tecnica, dei principali parametri di innesco dei fenomeni franosi osservati.

3.2 Il sistema delle stazioni strumentali - I siti di Castello e Vallone d'Aiello

Come anticipato nel par. 2.5, nell'ambito del potenziamento del Piano di Emergenza Comunale di Protezione Civile approvato nel 2016 ed in applicazione alle indicazioni operative adottate dal Dipartimento della Protezione Civile, l'Amministrazione Comunale di Palma Campania ha deciso di supportare specifiche azioni, attraverso la dotazione di sistemi strumentali di monitoraggio, con riferimento alle attività di previsione, prevenzione e contrasto dei rischi connessi alla presenza di bacini idrici sul territorio comunale (Vallone d'Aiello in *primis*). A tal proposito, in specifici siti del territorio comunale, in un areale interessato da alta pericolosità a franare (Figura 3.6), sono state progettate e realizzate due stazioni, di cui una per il monitoraggio climatico ed un'altra per il monitoraggio idrologico delle coperture di origine piroclastica. La strumentazione installata fornisce rilevazioni costanti tali da consentire al personale scientifico del DiSTAR (Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse) della Federico II di Napoli, tramite una convenzione stipulata col Comune, di redigere rapporti periodici costituiti da analisi dei dati storici, confronto dei trend statistici, azioni di previsione e prevenzione dei potenziali eventi calamitosi. Lo scrivente, come componente del gruppo di consulenza che ha redatto il Piano di Emergenza, ha seguito personalmente l'iter tecnico-amministrativo che ha permesso la realizzazione del sistema strumentale nel febbraio 2017.

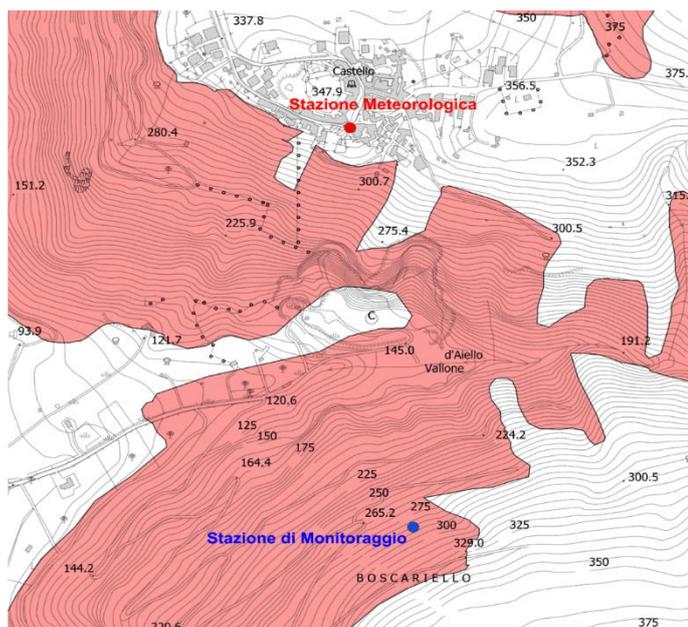
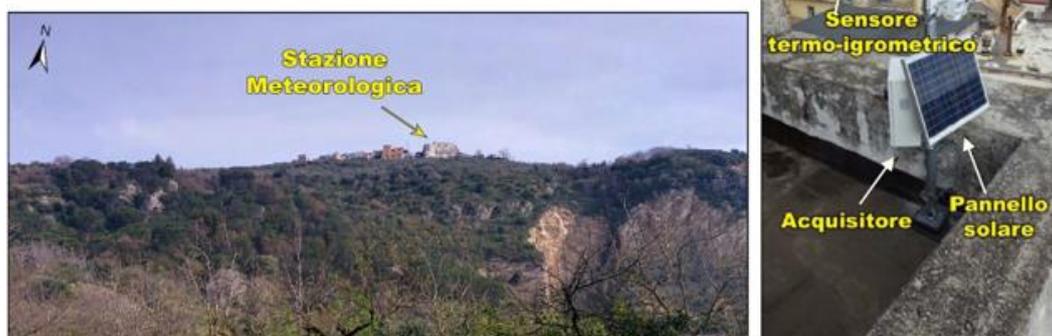


Figura 3.6. Carta della pericolosità da frana (elevata e molto elevata) con ubicazione del Sistema strumentale. Da PECPC, (2016).

3.2.1 Sito di Castello - Stazione termo-igro-pluviometrica

Il sito scelto per l'installazione della stazione termo-igro-pluviometrica è ubicato nell'abitato di Castello di Palma (frazione di Palma Campania), precisamente su di un piccolo terrazzo adiacente al campanile della Chiesa di San Giovanni Battista (Figura 3.7).

Figura 3.7. Ubicazione della stazione termo-igro-pluviometrica



Tale sito è stato ritenuto idoneo in quanto è posto altimetricamente ad una quota (340 m s.l.m.) più elevata rispetto sia alla parte terminale del bacino del Vallone d'Aiello, che allo stesso capoluogo. Questo aspetto assume particolare rilevanza dal punto di vista scientifico, poiché in più casi, compreso quello di Palma Campania, i pluviometri della rete di monitoraggio della Protezione Civile Regionale sono collocati in settori distanti dalle zone di innesco delle frane o a quote relativamente basse con conseguenti incertezze sui dati acquisiti. Inoltre, secondariamente, il sito scelto ha permesso di ridurre al minimo l'eventuale influenza sul monitoraggio climatico di fattori di disturbo, quali le strutture antropiche.

Il trasferimento dei dati acquisiti automaticamente dalla stazione termo-igropluviometrica avviene mediante collegamento GPRS, quest'ultimo garantito da una SIM card di un ordinario gestore telefonico. Nello specifico, il dato è trasferito e restituito in formato tabellare e/o grafico (Figura 3.8), nel quale sono indicati: data e ora di acquisizione, valori medi di temperatura e umidità dell'aria, quantità di pioggia e valore di carica della batteria della stazione. La cadenza di monitoraggio è oraria, nel caso di assenza di precipitazione, ed ogni 5 minuti nel caso di precipitazioni in atto; i dati acquisiti hanno la possibilità di essere elaborati anche

mediante *software* diversi da quello fornito dalla casa produttrice della stazione (ad. es. Microsoft Excel e similari).

GIORNO	ORA	Palma di Campania TEMP med (MED) °C	Palma di Campania RH med (MED) %	Palma di Campania PLUV sum (MED) mm	Palma di Campania B011 med (MED) V
06/05/2017	14:00	21,5	49	0,0	13,93
06/05/2017	15:00	21,6	47	0,0	13,95
06/05/2017	15:55			0,2	
06/05/2017	16:00	19,5	59	0,0	13,45
06/05/2017	17:00	20,2	54	0,0	13,89
06/05/2017	18:00	21,1	48	0,0	13,87
06/05/2017	18:00	21,4	41	0,0	13,82
06/05/2017	20:00	20,7	40	0,0	13,23
06/05/2017	21:00	19,3	49	0,0	13,05
06/05/2017	22:00	19,0	46	0,0	13,07
06/05/2017	22:35			0,2	
06/05/2017	22:50			0,4	
06/05/2017	22:55			0,2	
06/05/2017	23:00	17,5	96	0,4	13,08
06/05/2017	23:05			0,9	
06/05/2017	23:10			3,2	
06/05/2017	23:20			1,9	
06/05/2017	23:40			0,6	
06/05/2017	23:45			1,0	
06/05/2017	24:00	16,4	90	0,0	13,06
07/05/2017	00:00	15,9	99	0,0	13,04
07/05/2017	00:00	15,9	94	0,0	13,02
07/05/2017	00:00	16,0	92	0,0	13,01
07/05/2017	00:00	15,3	83	0,0	12,99
07/05/2017	00:00	15,0	78	0,0	12,99
07/05/2017	06:00	14,3	87	0,0	12,96
07/05/2017	07:00	14,0	92	0,0	12,82
07/05/2017	08:00	15,0	86	0,0	13,17
07/05/2017	09:00	16,0	77	0,0	13,60
07/05/2017	10:00	18,1	85	0,0	13,91
07/05/2017	11:00	20,3	55	0,0	13,93
07/05/2017	12:00	22,0	48	0,0	13,93
07/05/2017	13:00	21,2	49	0,0	13,93
07/05/2017	14:00	19,9	57	0,0	13,93
07/05/2017	15:00	20,5	53	0,0	13,93
07/05/2017	16:00	19,2	56	0,0	13,93
07/05/2017	17:00	17,8	60	0,0	13,96

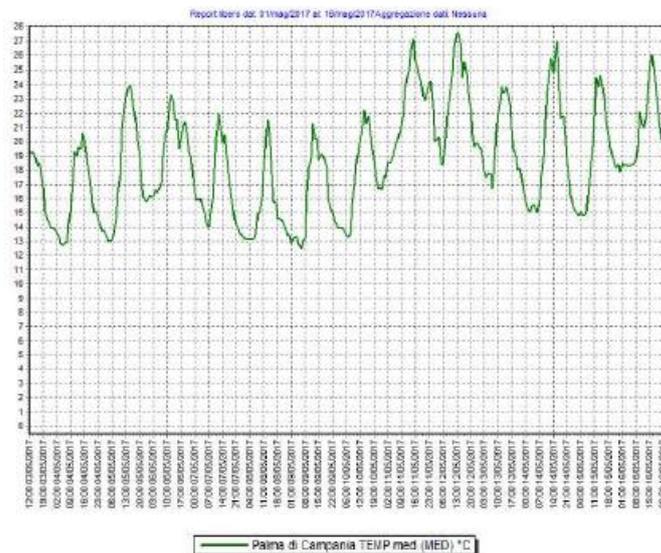
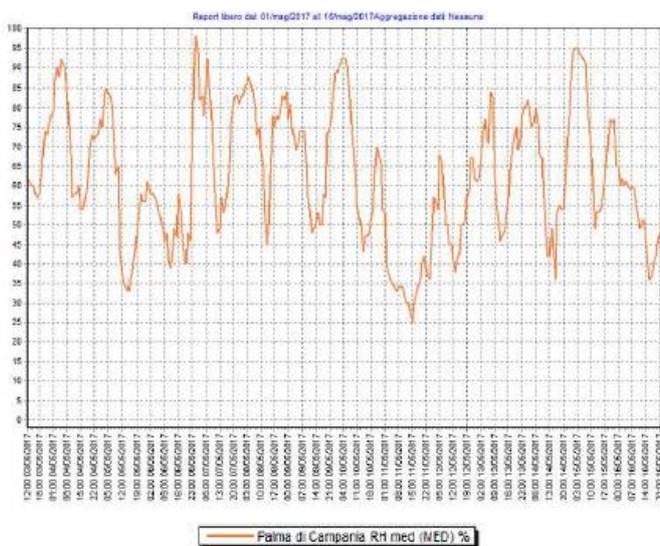
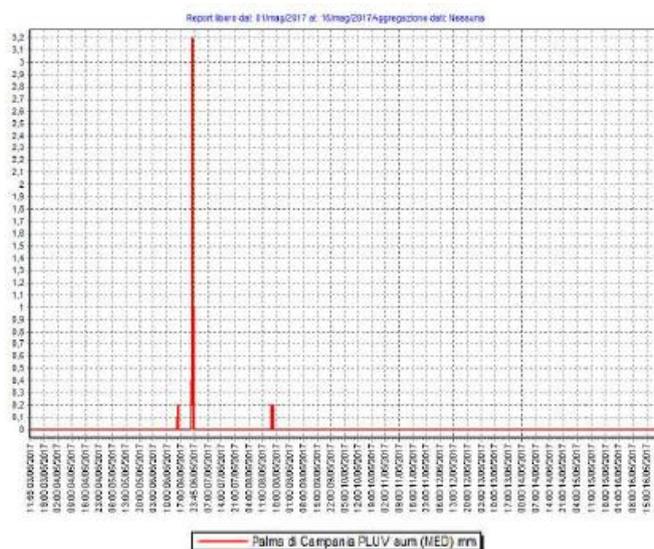


Figura 3.8. Tabelle e grafici di *output* "tipo" della stazione termo-igro-pluviometrica

E' stata installata anche una webcam che consente l'acquisizione giornaliera di fotogrammi, ad intervallo orario, dalle ore 7:00 alle ore 21:00 (Figura 3.9), posizionata verso lo sbocco del Vallone d'Aiello per inquadrarne, in particolare, parte del versante in sx orografica (dove tra l'altro è posizionata la stazione di monitoraggio idrologico delle coperture, descritta nel seguente paragrafo) e la locale vasca di laminazione.

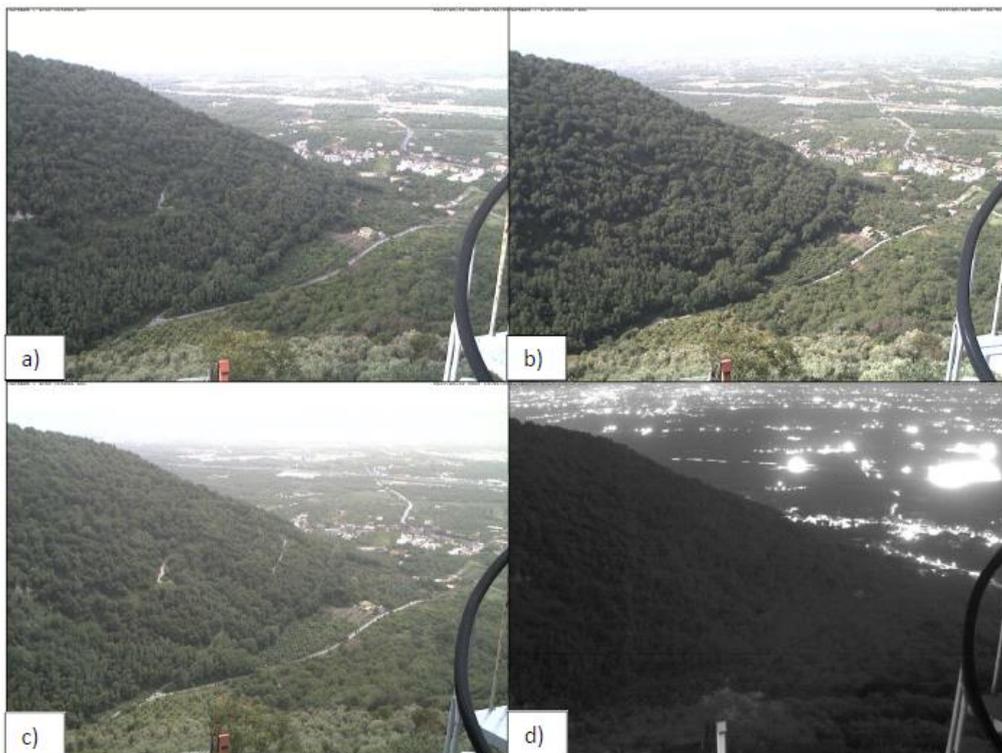


Figura 3.9. Fotogrammi in diversi orari (a-b-c-d) della webcam della stazione termo-igro-pluviometrica

3.2.2 Sito del Vallone d’Aiello - Stazione di monitoraggio idrologico delle coperture di origine piroclastica

Il sito della stazione di monitoraggio idrologico delle coperture di origine piroclastica è ubicato, come si accennava precedentemente, lungo il versante in sinistra orografica del Vallone d’Aiello (Figure 2.16; 3.6), in località “Boscariello”, ad una quota di circa 280 m s.l.m.. I criteri per la sua individuazione si sono essenzialmente basati sulle informazioni derivanti dalla cartografia allegata al P.S.A.I. dell’Autorità di Bacino competente e da quella creata *ex novo* per la redazione del Piano di Emergenza Comunale; particolare attenzione è stata posta agli aspetti geomorfologici, come l’acclività dei versanti e lo spessore delle coperture piroclastiche e all’eventuale presenza di discontinuità naturali e/o antropiche. Le attività preliminari svolte nel sito, per la ricostruzione del modello geologico-tecnico di riferimento, hanno visto l’esecuzione di scavi e sondaggi verticali (Figura 3.10) e l’esecuzione di profili topografici sia longitudinali che trasversali al pendio.

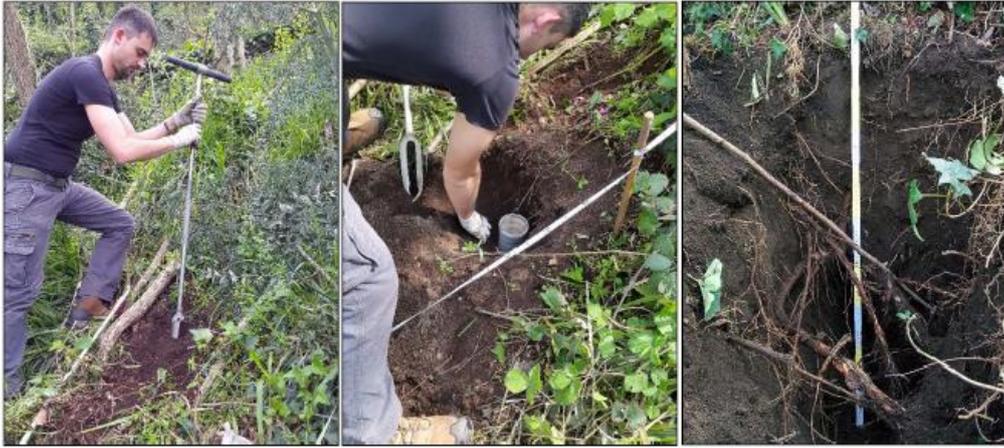


Figura 3.10. Esecuzione di indagini di campo per la realizzazione della stazione di monitoraggio idrologico.

Dal punto di vista morfologico l'andamento del pendio oggetto del monitoraggio è caratterizzato da un profilo abbastanza regolare, con valori di acclività che variano tra 32° e 36° . Tale regolarità è bruscamente interrotta verso valle a causa della presenza di una cornice di morfoselezione, il cui fronte è mediamente alto 2 m ed è caratterizzato da acclività superiori a 70° . Per quanto riguarda l'assetto stratigrafico, invece, si riscontra nell'area una coltre di origine piroclastica, con spessori variabili da 0.3 m a circa 2 m, giacente su un substrato carbonatico, quest'ultimo fratturato nella parte sommitale e disposto a franapoggio meno inclinato del pendio ($N280^\circ/07^\circ$). In dettaglio, tale coltre è caratterizzata nella parte sommitale dal suolo attuale, di colore marrone scuro e con spessore compreso tra 0.3 m e 0.6 m, in cui è presente una fitta rete di radici con diametro da sub-centimetrico a centimetrico. Al di sotto, è presente un livello pomiceo con apparente gradazione diretta, di colore grigiastro-nerastro, per la presenza di scorie, ed attribuibile all'eruzione delle *Pomici di Base* (22 ka) del Somma-Vesuvio, con spessore variabile da 0.3 m a 0.9 m (pomici grigie, livello intermedio della sequenza da *fallout* – cfr. parag. 4.3). A contatto con il substrato carbonatico, lì dove presente, si rinviene un paleosuolo di colore giallognolo, con spessore variabile tra 0.1 m e circa 1 m.

In prossimità della cornice di morfoselezione la coltre raggiunge gli spessori minimi e, in particolare, la scomparsa del paleosuolo basale porta il livello scoriaceo ad essere a diretto contatto con il substrato carbonatico (Figura 3.11).

Area Stazione di Monitoraggio
(località Boscareiello)

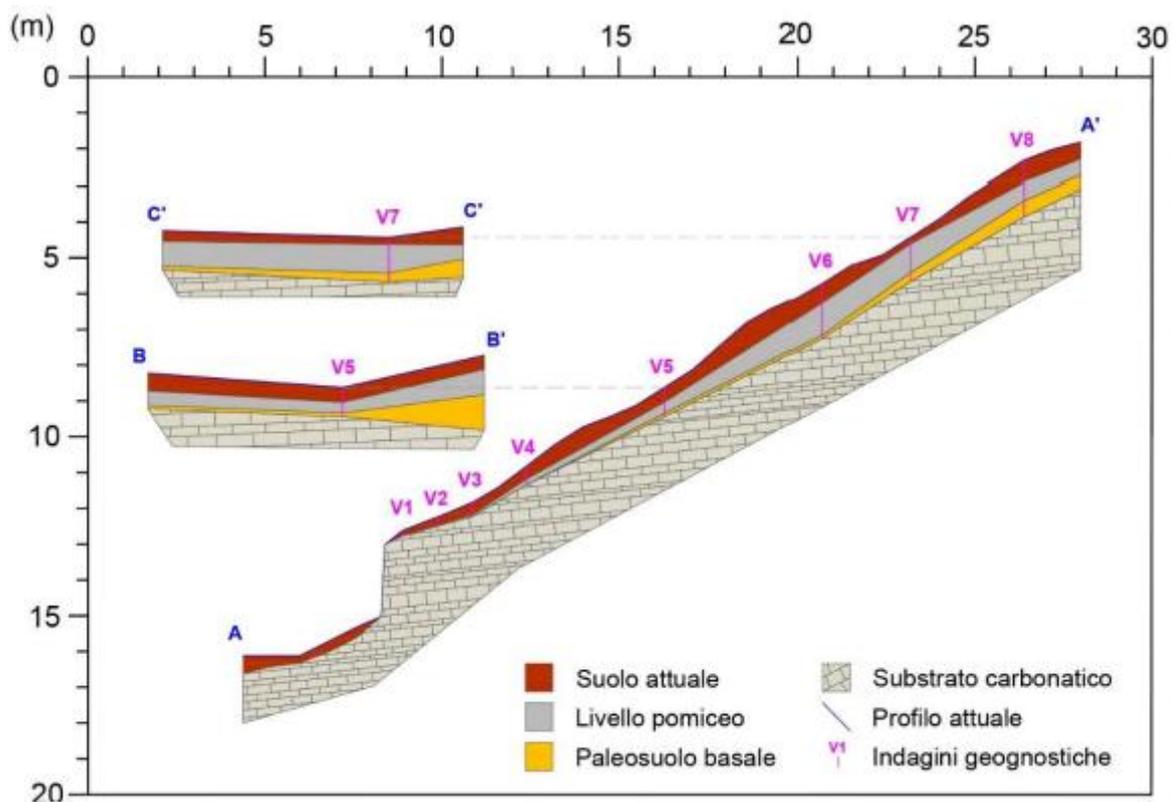
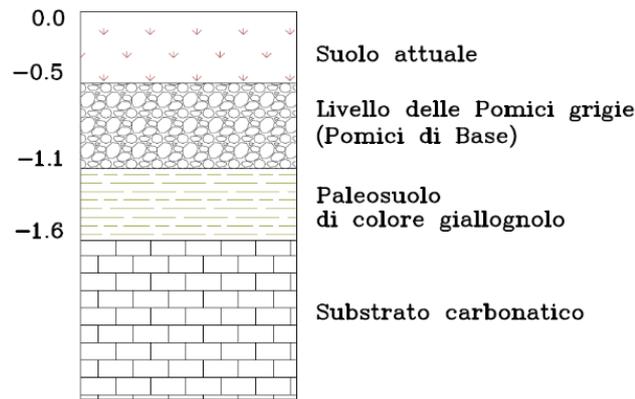


Figura 3.11. Modello geologico del sito della Stazione di monitoraggio idrologico.

Dai risultati emersi dalle indagini effettuate *in situ*, è stato definito lo schema generale della stazione di monitoraggio idrologico. In particolar modo, si è tenuto conto della diversa tipologia dei sensori da utilizzare e dell'assetto stratigrafico dell'area in esame. La stazione di monitoraggio è stata realizzata a monte della cornice di morfoselezione e, seguendo il profilo A-A', sono stati attestati a differenti profondità, all'interno dei livelli pedogenizzati (suolo attuale e paleosuolo) due Tensimetri automatici (Figura 3.12-A) e quattro sensori Watermark (Figura 3.12-B).

Si precisa che la tipologia di strumentazione utilizzata non consente il monitoraggio della pressione di poro (suzione) all'interno dei livelli pomicei, data la granulometria tale da non consentire la continuità idraulica con lo strumento. In dettaglio, due pozzetti, denominati con la sigla Pz1 e Pz2, sono stati collocati rispettivamente nelle verticali di sondaggio V5 e V8 e, per una maggiore protezione della strumentazione, tali pozzetti sono stati posizionati al di sotto del piano campagna, ad una profondità rispettivamente di 0.10 m e 0.40 m.



Figura 3.12. Strumentazione installata. a) Tensimetri automatici; b) Watermark; c) Datalogger.

All'interno di ciascun pozzetto è presente un tensiometro automatico (indicato con la sigla T1 per il Pz1 e T2 per il Pz2), attestato all'interno del paleosuolo basale, ed un *datalogger* (Figura 3.12-C) (indicato con la sigla WD1 per il Pz1 e WD2 per il Pz2), al quale è stato cablato il tensiometro stesso e due sensori Watermark (indicati con la sigla: W1a e W1b il Pz1; W2a e W2b per il Pz2). Questi ultimi sono stati attestati nel suolo attuale (0.30 m di profondità) e collocati a valle dei pozzetti, ad una distanza dagli stessi rispettivamente di 0.5 m e 4 m (rispettivamente W1a e W1b) e 0.5 m e 6 m (rispettivamente W2a e W2b) (Figura 3.13).

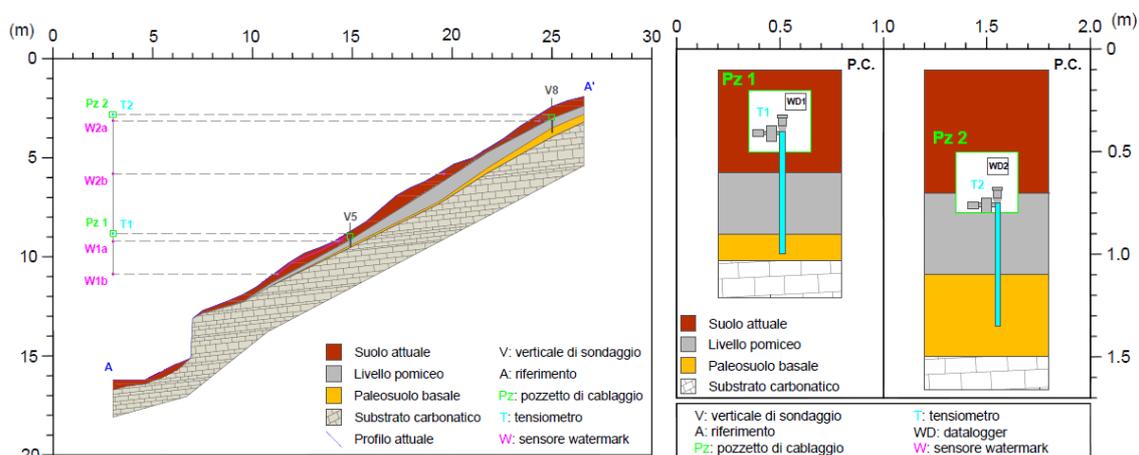


Figura 3.13. Sezioni geologiche longitudinali e trasversali del sito con la strumentazione installata.

L'acquisizione dei valori di suzione e il loro salvataggio all'interno dei *datalogger* avviene in maniera automatica, con una cadenza di 30 minuti. Quest'ultimo valore è modificabile da 1 minuto fino ad 1 ora, previo settaggio da farsi utilizzando il *software* specifico sviluppato dalla casa produttrice della sensoristica. Per ottenere definitivamente il dato elaborabile, un operatore deve effettuare il *download* dei dati su dispositivo portatile, utilizzando il cavo/adattatore ed il *software* in dotazione. Tale procedura può essere effettuata con una frequenza variabile da un minimo di 15 gg ad un massimo di 3 mesi, in funzione della cadenza di acquisizione del dato di campo e delle necessità.



Capitolo 4

Attività di campo

4.1 Attività di campo

Come anticipato nel capitolo precedente, è stato eseguito un rilevamento geologico di dettaglio del territorio, selezionando oltre 70 *stop* significativi (Figura 4.1) distribuiti nei diversi settori individuati (settentrionale, centrale e meridionale); denominazioni e coordinate geografiche degli *stop* sono riportate in apposite tabelle riepilogative (cfr. par. 3.1 ed allegati).

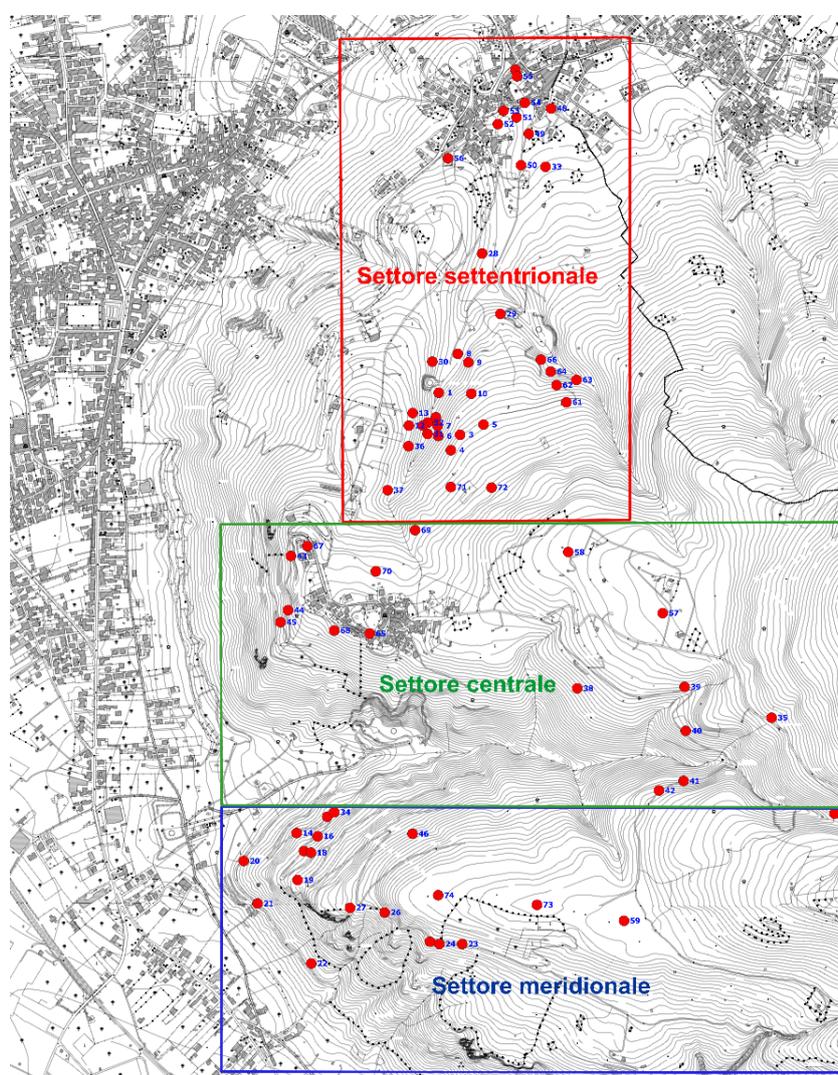


Figura 4.1. Settori di studio con ubicazione degli *stop* significativi.

L'attività di campo è stata programmata ed eseguita sulla base delle seguenti fasi susseguitesi temporalmente:

- studio della cartografia esistente con particolare riferimento alla Carta della pericolosità relativa a franare del Piano di Emergenza Comunale di Protezione Civile, che ha integrato quella di base dell'attuale Autorità di Bacino Distrettuale dell'Appennino Meridionale (ex A.d.B. della Campania Centrale);
- analisi di foto aeree a colori (strisciata del 9/6/2000), gentilmente concesse dall'Ente comunale;
- esecuzione di indagini geognostiche per la caratterizzazione delle coltri piroclastiche, consistite nella realizzazione di trincee, fiorettature e pozzetti esplorativi.

I dati ottenuti ed elaborati hanno consentito la redazione della cartografia tematica d'interesse per l'area di studio, elencata successivamente, dalla quale sarà possibile trarre informazioni per l'elaborazione con maggior dettaglio di ulteriori e specifici tematismi, quali la suscettibilità all'innesco, transito ed all'invasione da frana:

- Carta degli *stop* di rilevamento;
- Carta geologica;
- Carta geomorfologica;
- Carta delle acclività;
- Carta delle giaciture del substrato;
- Carta dell'ubicazione delle indagini;
- Carta dello spessore delle coperture;
- Carta della distribuzione delle eruzioni (stadio preliminare).

4.2 Indagini eseguite

Per l'individuazione delle caratteristiche stratigrafiche e cronologiche della coltre piroclastica presente nell'area di studio, oltre all'osservazione diretta di circa 30 sezioni naturali e/o di origine antropica, sono state effettuate delle indagini

geognostiche (Figura 4.2) costituite da:

- n° 8 scavi in trincea ("trincee");
- n° 25 fiorettature;
- n° 20 pozzetti esplorativi.

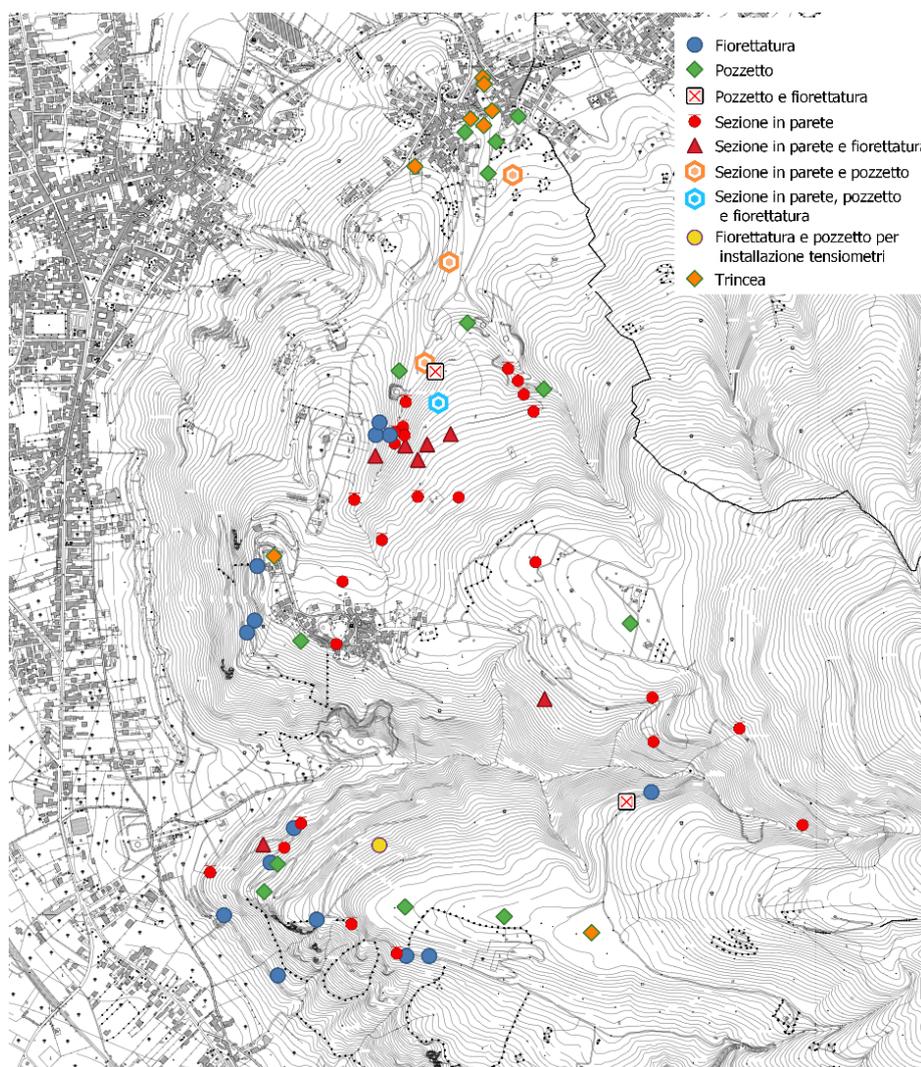


Figura 4.2. Ubicazione e tipologia delle indagini eseguite.

In riferimento alle indagini, si sottolinea la difficoltà incontrata spesso per la loro esecuzione, in quanto esse ricadevano anche in proprietà private, per accedere alle quali si sono dovuti operare diversi tentativi, a volte falliti, per "persuadere" i proprietari dei fondi; tale sfavorevole condizione ha potuto determinare delle imprecisioni rispetto alla programmazione iniziale, ipotizzata essenzialmente dall'analisi della cartografia di base.

4.2.1 Trincee

Sono state realizzate per lo studio in oggetto, con una pala meccanica di piccola taglia, 8 trincee – con dimensioni in pianta di circa 1.5 x 2 m e profondità dal piano di campagna di circa 3.50 m - (Figura 4.3), ubicate essenzialmente in zone sommitali e/o subpianeggianti dell'area campione e del settore meridionale.



Figura 4.3. Trincea eseguita nel settore meridionale.

Terminati gli scavi, si è proceduto per ognuno di essi ad analizzare stratigraficamente tutti i livelli intercettati, descrivendo in particolare lo spessore, la struttura, il colore, le dimensioni dei clasti, la presenza di radici, il meccanismo di deposizione, l'eventuale attribuzione stratigrafica.

4.2.2 Fiorettature

La stima degli spessori delle coperture vulcanoclastiche che ricoprono i rilievi dell'area è stata valutata attraverso l'esecuzione di fiorettature speditive, utilizzando come "fioretto" sia una sonda meccanica con motore alimentato a batterie (con

l'ausilio di un operatore), che un'asta metallica, appositamente realizzata ($L = 110$ cm; $\phi = 1$ cm), da infiggere con martello (Figura 4.4).

In particolare, il fioretto meccanico è costituito da una punta che avanza nel terreno, spinta da una serie di aste mediante rotazione e/o percussione, e consente di determinare gli spessori di coltri piroclastiche poco resistenti sovrastanti un substrato resistente. La velocità di avanzamento, infatti, in un materiale prevalentemente granulare è controllata dalle caratteristiche geotecniche (principalmente dal carico limite di rottura) dei terreni attraversati e può fornire, quindi, anche una prima indicazione qualitativa della stratigrafia. La scelta di tale metodologia è stata dettata anche dal fatto che, dal rilevamento geologico, non era probabile attendersi la presenza di singoli clasti lapidei di dimensioni superiori a qualche centimetro o di orizzonti di ghiaia di natura calcarea. Si è ritenuto opportuno eseguire, per l'utilizzo di entrambe le attrezzature, una taratura del sistema, effettuata in corrispondenza di sezioni stratigrafiche esposte; in ogni caso le volte in cui si è supposto che l'arresto dell'infissione fosse dovuta a singoli blocchi lapidei, la fioretatura è stata ripetuta a qualche metro di distanza dalla prima. In generale, essendo una metodologia puntuale, si è resa necessaria l'esecuzione di più misure per poter ricostruire con una certa attendibilità variazioni laterali degli spessori.

Le fioretature eseguite hanno rispettato i seguenti criteri:

- per ogni punto di prova sono state rilevate le coordinate geografiche mediante GPS;
- di tanto in tanto è stata accertata, nel caso del fioretto meccanico, l'assenza di bloccaggio delle aste di perforazione per attrito laterale, verificando la possibilità di ruotare senza eccessivo sforzo l'intera batteria (pratica tipica dell'esecuzione delle più diffuse prove penetrometriche dinamiche) e ciò è stato fatto anche in presenza del "rifiuto strumentale" per poter essere certi dello stesso;
- la prova è stata considerata terminata quando si è verificata una brusca caduta della velocità di infissione o un sensibile rimbalzo elastico delle aste (presenza del substrato carbonatico).



Figura 4.4. Esecuzione delle fiorettature. A sx fioretto meccanico, al centro e a dx fioretto manuale.

4.2.3 Pozzetti esplorativi

Per ottenere delle conferme relative alla definizione delle caratteristiche cronostratigrafiche della coltre piroclastica indagata con le fiorettature, si è fatto ricorso alla realizzazione di n. 20 pozzetti esplorativi, con dimensioni D x H di circa 0.6 x 1.0 m, eseguiti con badile (Figura 4.5). Lo scavo di un pozzetto esplorativo, anche se per dimensioni limitate, consente in genere, come nelle trincee, di verificare la stratigrafia, anche se dei soli livelli più superficiali, e lo spessore del suolo.



Figura 4.5. Esecuzione di pozzetti esplorativi.

4.3 Settore Settentrionale - L'area-campione del Vallone Lupici

L'area-campione è caratterizzata fundamentalmente da un bacino idrografico individuato dalla presenza di due collettori principali che confluiscono alla quota di circa 170 m s.l.m., per poi passare all'ordine gerarchico superiore (Figura 4.6). Entrambi gli impluvi si sono originati alla base di una paleosuperficie ed il loro andamento è stato in gran parte condizionato strutturalmente; da ovest ad est, il primo nasce ad una quota media di 340 m s.l.m., nei pressi dell'abitato della frazione di Castello, mentre la testata del secondo è posta a circa 430 m s.l.m.. Il bacino, di 3° ordine gerarchico secondo la metodologia di Horton-Strahler, ha una superficie complessiva di circa 1,8 km² con un perimetro di circa 7 Km ed una quota compresa tra 750 m e 130 m s.l.m.. Per quanto riguarda le pendenze è possibile distinguere la zona degli impluvi, con acclività medie che vanno rispettivamente da 8° per il primo a 16° per il secondo, da quella dei displuvi con acclività da 11° a 19°.

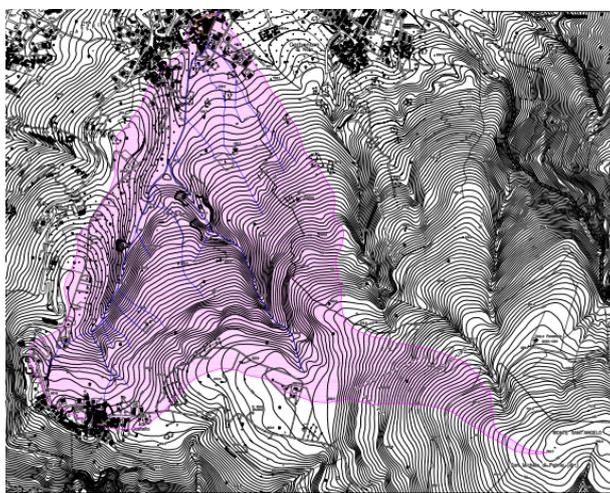


Figura 4.6. Bacino idrografico del Vallone Lupici – Area-campione.

Nel tratto di 3° ordine e nei tratti inferiori del 2° ordine, gli impluvi sono in buona sostanza degli alvei-strada, con le sponde contenute da muri laterali in buono stato di conservazione (nonostante la mancanza di manutenzione), mentre, nei tratti di monte, sono presenti delle briglie, anche di grandi dimensioni, con prevalente funzione di dissipatori di energia (Figura 4.7).



Figura 4.7. Briglia del Vallone Lupici.

L'attuale assetto geomorfologico di quest'area, come già accennato, risulta influenzato notevolmente dal suo assetto geologico-strutturale di base. Le aree di crinale ed i relativi versanti, nonché le zone di impluvio, presenti in questo settore sono il risultato del modellamento nel tempo del versante occidentale del rilievo montuoso di Monte Sant'Angelo sotto l'influenza delle discontinuità tettoniche presenti (linee di fagliazione, sistemi di fratture, ecc.) e della giacitura complessiva, ed ancor più di quella locale, del substrato roccioso di base.

L'asse centrale principale di sviluppo del Vallone Lupici è disposto in corrispondenza di uno dei principali lineamenti tettonici della struttura montuosa carbonatica di Pizzo d'Alvano (*Brancaccio et al., 2000*), di cui Monte Sant'Angelo costituisce l'estrema porzione nord-occidentale (Figura 4.8).

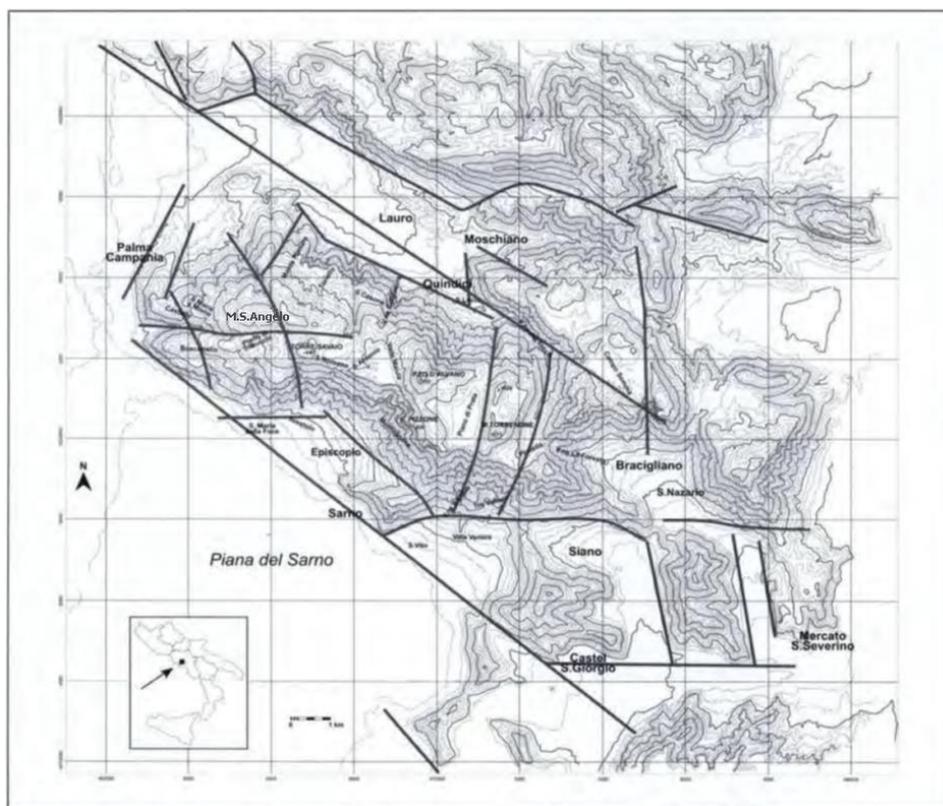


Figura 4.8. Principali lineamenti tettonici del gruppo montuoso del Pizzo d'Alvano.

La direzione di sviluppo di detto asse principale risulta, infatti, nel complesso SW-NE e coincidente con una linea di fagliazione ad andamento antiappenninico. I versanti posti sui suoi bordi presentano nella parte bassa acclività mediamente comprese tra 20° e 30° , mentre verso monte le pendenze diventano progressivamente meno acclivi (acclività medie nell'ordine dei 15° - 18°).

Il substrato roccioso di base, costituito dalla formazione carbonatica dei Calcari a Radiolitidi (RDT), di età Cenomaniano – Santoniano, in affioramento solo lungo i fronti di piccole cave, ora non più attive, tende ad avere una giacitura caratterizzata da una immersione grossomodo NW, con inclinazione media di circa 23° - 25° , fatta eccezione per alcuni punti in cui, per effetto di faglie e di sistemi di fratture, la giacitura locale si discosta leggermente da quella complessiva. In virtù di tale assetto giaciturale, il substrato carbonatico risulta rispetto al versante posto ad occidente dell'asse principale del Vallone Lupici a reggipoggio meno inclinato del pendio, mentre, di conseguenza il versante posto ad oriente risulta a franapoggio meno inclinato del pendio (Figura 4.9).

Riguardo il deflusso delle acque sotterranee, da rilievi effettuati in zona e dall'analisi della bibliografia scientifica esistente, si è evinto che non sono presenti nel sottosuolo dell'area falde più superficiali di quella di base, la quale è probabilmente presente a circa 30 m s.l.m. (*Relazione geologica P.S.A.I. dell'A. d. Bacino N.O., 2010*), questo sia per la grande permeabilità dei calcari che per l'assenza di intercalazioni di impermeabili di una certa importanza.

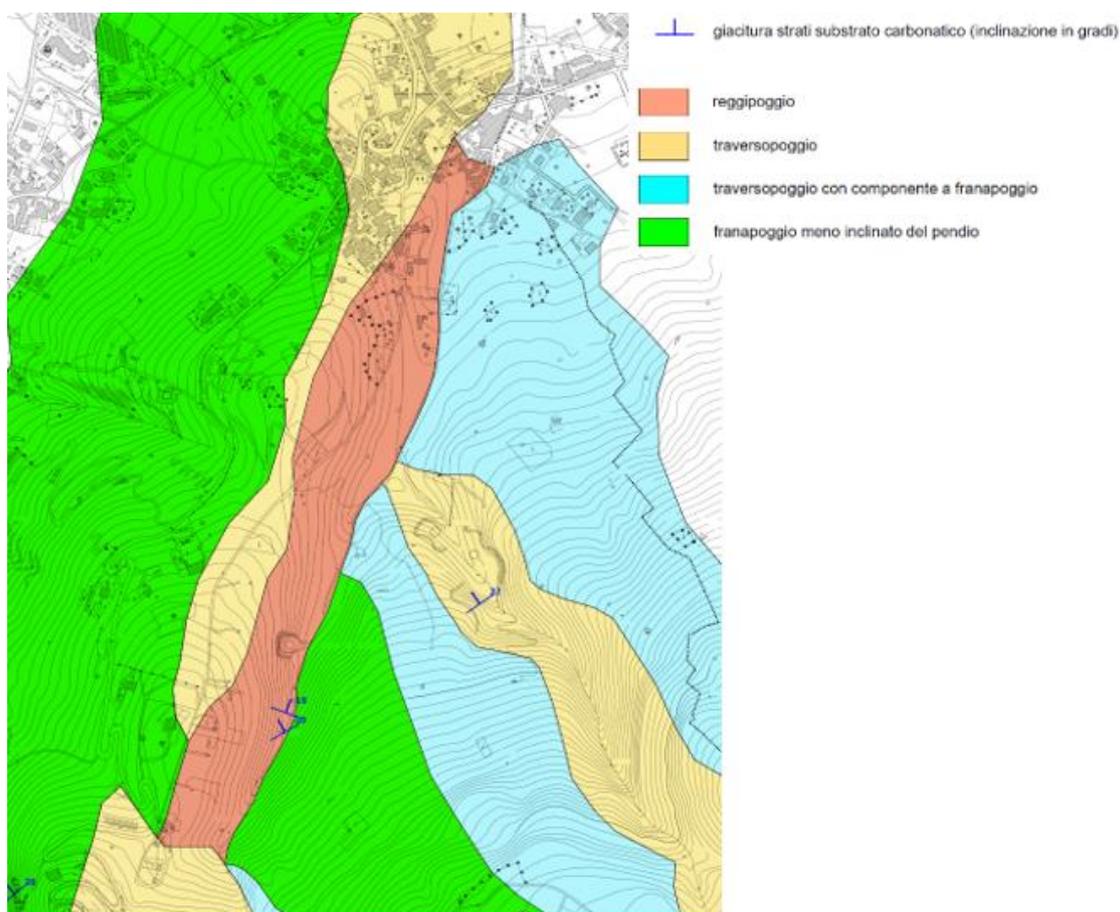


Figura 4.9. Carta delle giaciture dell'area-campione.

Durante il rilevamento, alcuni *stop* hanno assunto particolare importanza per la presenza di frane di piccole dimensioni del tipo scorrimento traslativo (*Cruden e Varnes, 1996*), relativamente recenti (dal 2013 circa); in particolare esse sono caratterizzate mediamente da una estensione di qualche centinaia di metri quadrati e da un volume coinvolto di materiale di pari ordine di grandezza in metri cubi. La loro osservazione ha permesso di individuare una superficie di scorrimento, che interessa il passaggio tra pomice grigie e scorie nere (Figura 4.10), in gran parte dovuta alla significativa variazione di porosità e di permeabilità tra i due livelli, come

evidenziato dai risultati emersi dalle prove di laboratorio (cfr. Capitolo 5), tali da creare condizioni particolari dei moti di infiltrazione dell'acqua.

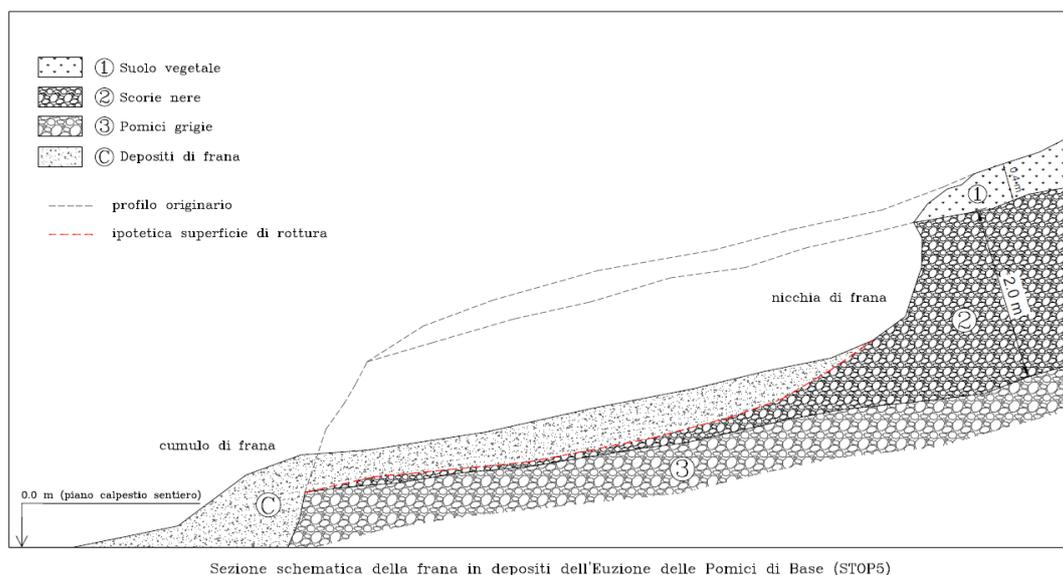


Figura 4.10. Frane osservate nell'area campione.

Come detto, la descrizione delle sequenze vulcanoclastiche osservate (strati continui subparalleli al versante con assenza di superfici di erosione) in alcune sezioni poste nelle immediate vicinanze delle frane ha riguardato in particolare: lo spessore, la struttura, il colore, le dimensioni dei clasti, il meccanismo di deposizione, l'eventuale attribuzione stratigrafica. Dalla base della successione al piano di campagna si tratta in genere di alcuni metri di spessore di depositi da *fallout* in giacitura primaria ed in particolare di lapilli pomicei di colore bianco ben vescicolati, che passano verso l'alto ad un livello di lapilli pomicei di colore grigio mediamente vescicolati, fino ad un livello di scorie scure poco vescicolate. Questi depositi ben si associano all'eruzione

attribuibile a quella vesuviana delle *Pomici di Base* (22 ka) (Santacroce et al., 2008), descritta in dettaglio da diversi autori (Bertagnini et al. 1998; Landi et al. 1999). Secondo questi ultimi, alla fase di apertura è associata la messa in posto dell'unità stratigrafica *U-1*, che consiste in due differenti livelli da caduta cineritici separati da un livello di lapilli pomicei; nei depositi distali i due livelli cineritici si fondono in un unico livello. Nel corso della fase pliniana è originata l'unità stratigrafica *U-2*, che riguarda in particolare l'area di Palma Campania e che può raggiungere spessori massimi di 6.5 m. Essa, insieme all'unità *U-1*, costituisce il membro inferiore (**LM**), la cui sezione stratigrafica rappresentativa è localizzata 10 km ad est del Somma-Vesuvio ed è mostrata in Figura 4.11. L'unità *U-2* è ulteriormente stata suddivisa, dal basso verso l'alto, in: *livello di pomici bianche* (U-2a e U-2b), *livello di transizione di pomici grigie* (U-2c), *livello di scorie scure* (U-2d e U-2e), che tendono a mantenere tra loro uno spessore relativo costante 2:1:5. Allontanandosi dalla direzione di dispersione, stimata N80°, talvolta nei depositi distali il livello di transizione si assottiglia fino a scomparire. Nel dettaglio, il livello di *pomici bianche* è composto da lapilli pomicei bianchi con un contenuto subordinato in litici. La parte basale (U-2a) mostra una gradazione inversa ed un aumento del contenuto in litici verso l'alto; la parte sommitale (U-2b), invece, è caratterizzata da un'alternanza di livelli di lapilli pomicei con un buon *sorting* e livelli di lapilli pomicei e ceneri mal selezionati. Il livello di transizione è costituito da *lapilli pomicei da grigi a verdi*, che verso l'alto diventano scoriacei, e secondariamente da clasti litici; esso mostra una debole gradazione inversa. Il livello di *scorie scure* è, invece, formato da lapilli scoriacei e subordinatamente da clasti litici massivi nelle porzioni basali (U-2d) e arricchiti nella componente cineritica nelle porzioni sommitali (U-2e).

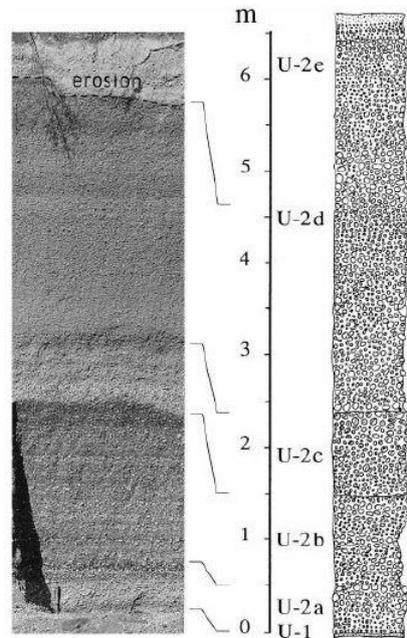


Figura 4.11. Sezione stratigrafica rappresentativa del membro inferiore (LM), localizzata a 10.4 km ad est del Somma-Vesuvio. Modificato da Bertagnini et al. (1998).

A diverse altezze stratigrafiche sono stati prelevati campioni da sottoporre ad analisi delle caratteristiche fisiche e tessiturali, sia mediante tecniche "convenzionali" (analisi granulometrica, peso specifico, densità) che "innovative", come la Microtomografia ai raggi X computerizzata (cfr. par. 5.5); nella Figura 4.12 sono mostrate le altezze stratigrafiche dei campioni prelevati su diverse sezioni individuate.

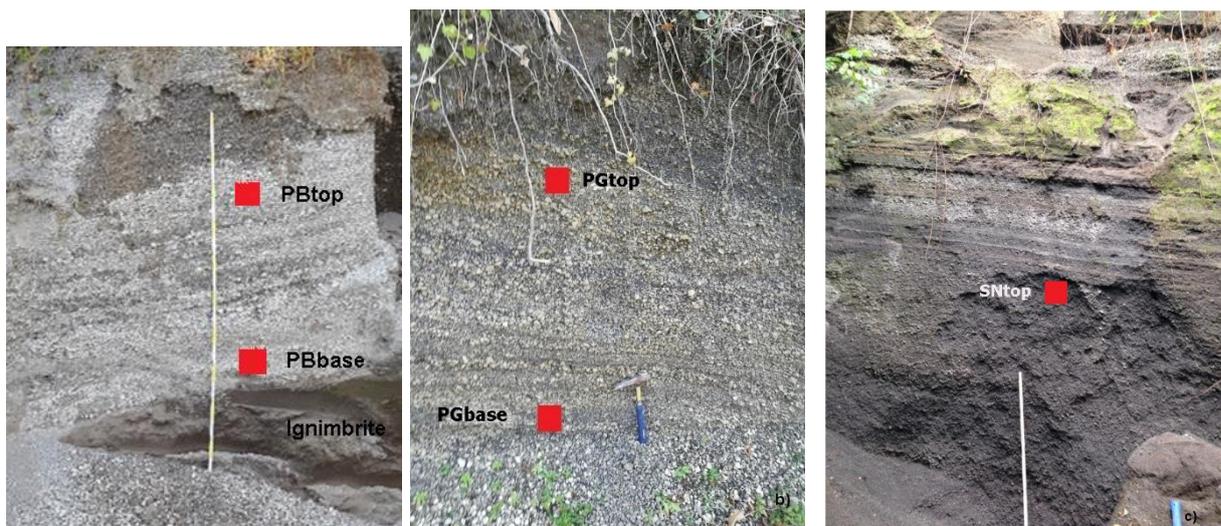


Figura 4.12. Sequenza dei livelli pomicei dell'eruzione vesuviana delle *Pomice di Base* (22 ka). A sx, al centro e a dx, altezze stratigrafiche del prelievo campioni.

Tale sequenza, sul versante orientale (orientato verso il centro eruttivo dei Campi Flegrei), poggia su di un deposito ignimbrico (Figure 4.12 sx e 4.13), a sua volta direttamente in contatto col substrato carbonatico, la cui descrizione è la seguente: deposito tufaceo costituito in predominanza da matrice cineritica (circa il 90% in volume), di colore marrone scuro, vetrosa, in cui sono sparsi clasti pomicei, litici lavici e cristalli. Tra i minerali si riconoscono feldspati, mica, clinopirosseni ed ossidi di ferro; le pomici di colore grigio hanno dimensioni comprese tra 1 e 2.5 cm.



Figura 4.13. Deposito ignimbrico

In generale, la coltre piroclastica che “mantella” l’area, ricoprendo la formazione ignimbrica o direttamente il substrato calcareo, osservabile anche in diverse sezioni, in relazione alle caratteristiche di acclività dei versanti presenta spessori variabili e mediamente compresi tra 3 e 5 m (Figura 4.14).

Per quanto riguarda la distribuzione delle eruzioni riconosciute, si evince che nella parte a nord è rilevabile la presenza dell’eruzione di *Avellino* in successione su quella di *Ottaviano*, mentre nella parte meridionale si alternano aree con la presenza delle eruzioni delle *Pomici di Base* e di *Ottaviano* (Figura 4.15).

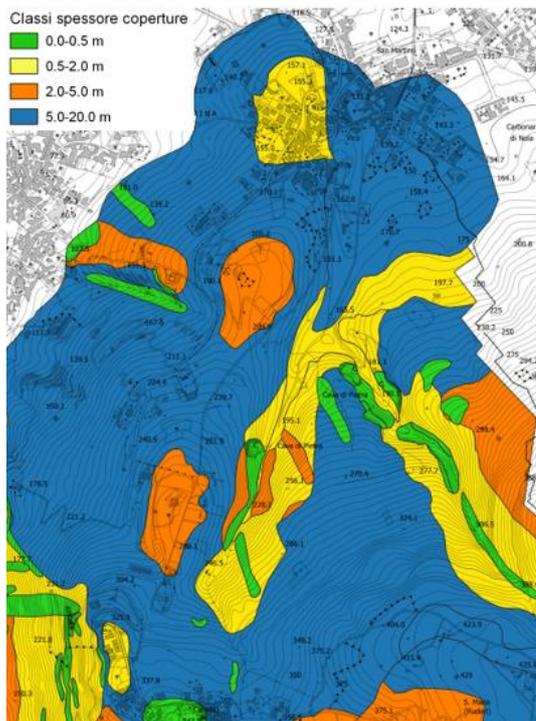


Figura 4.14. Carta degli spessori della copertura nell'area-campione.

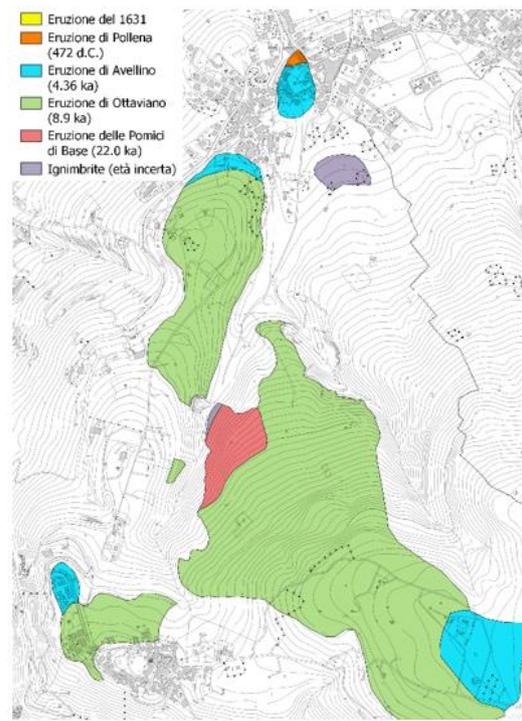


Figura 4.15. Carta preliminare della distribuzione delle eruzioni.

4.3.1 Campionamento

Il materiale campionato ed analizzato, soprattutto pomice e scorie, deriva esclusivamente dall'area-campione; esso è stato prelevato con modalità (e quindi qualità) diverse, a seconda dello scopo a cui era destinato, mediante:

- *Spatola con raccolta in sacchetti di plastica* (Figura 4.16a) (analisi da eseguire: caratteristiche fisiche); in totale sono stati raccolti n.6 campioni alla base e al top dei principali livelli stratigrafici riconosciuti (pomice bianche, pomice grigie e scorie nere).
- *Contenitori ad infissione manuale in PVC con tappo di chiusura sui lati* (Figura 4.16b) (analisi da eseguire: Microtomografia ai raggi X computerizzata); in totale sono stati raccolti n.3 campioni al passaggio tra i tre livelli stratigrafici principali (pomice bianche, pomice grigie, pomice nere)

La prima modalità, infatti, determina un marcato rimaneggiamento dei campioni, mentre la seconda consente di ottenere una qualità degli stessi definibile come "semidisturbata".



Figura 4.16. Modalità di prelievo dei campioni.

4.4 Settore Centrale

Il settore centrale dell'area di studio interessa il piccolo rilievo montuoso, su cui è posto l'abitato della frazione Castello, ed i relativi versanti ad esso sottesi, interessando ad est il versante in destra orografica del Vallone d'Aiello.

Morfologicamente, si distingue per prima un'area di crinale montuoso, alquanto serrata, caratterizzata da un asse di allungamento prima NNE-SSW e poi W-E e da acclività piuttosto basse, comprese mediamente tra 5° e 15°, raggiungendo una quota massima di 367 m s.l.m. in corrispondenza del nucleo storico dell'abitato di Castello. Tale crinale montuoso lascia il posto verso Nord alla porzione sommitale del bacino idrografico del Vallone Lupici, verso Ovest al versante sovrastante l'abitato di Palma Campania e verso Sud e Sud-Est al versante posto in destra orografica del Vallone d'Aiello.

La porzione sommitale del Vallone Lupici, interessata dal bacino di "ordine zero" sotteso all'asta torrentizia principale e da quelli delle aste secondarie, è caratterizzata da acclività nell'ordine dei 10°-20° e rari sono gli affioramenti del substrato carbonatico, fatta eccezione per taluni punti in cui l'alveo torrentizio risulta in approfondimento.

Il versante posto verso Ovest rispetto al crinale di Castello, sviluppato secondo una direzione N-S, risulta caratterizzato da un profilo piuttosto lineare e nella parte sommitale da acclività comprese tra 30° e 45°, con estese scarpate di morfo-

selezione sub-verticali in cui appare in affioramento la formazione carbonatica dei Calcari a Radiolitidi (RDT), di età Cenomaniano – Santoniano. La giacitura degli strati della formazione carbonatica di base rispetto all'andamento del versante (immersione ed inclinazione) risulta nel complesso a traversopoggio con componente a franapoggio meno inclinato del pendio. Il versante posto a Sud del crinale montuoso di Castello, in destra orografica del Vallone Aiello, si presenta anch'esso molto acclive (valori compresi tra 35° e 45°), ma con acclività che, per effetto di un evidente controllo tettonico, si mantiene piuttosto costante fino alla sua base, coincidente con l'asse centrale del Vallone Aiello. La giacitura degli strati della formazione carbonatica di base rispetto all'andamento di tale versante risulta nel complesso a reggipoggio meno inclinato del pendio.

Lo spessore della coltre piroclastica e/o detritico-piroclastica risulta mediamente compresa, nell'area di Castello, nell'intervallo 2 – 5 m, ed in particolare tra 1 e 2 m in corrispondenza del versante sovrastante l'abitato di Palma Campania e tra 2 e 3 m lungo il versante in destra orografica del Vallone d'Aiello.

I depositi della copertura piroclastica possono essere attribuiti solo nella parte a Nord ed a Nord-Est di Castello alle eruzioni di *Ottaviano* ed *Avellino*, mentre nelle aree rimanenti appaiono indistinguibili.

4.5 Settore Meridionale

Il settore meridionale dell'area di studio coincide con l'estrema propaggine occidentale del rilievo montuoso di Montagna Barone, ove si individuano l'area crinalica di Contrada della Guardia, il versante posto in sinistra orografica del Vallone Aiello ed il versante sovrastante la fascia pedemontana delle contrade Fiume e Torricelle. Il crinale montuoso di Contrada della Guardia, con asse di allungamento E-W, è caratterizzato nel complesso da pendenze piuttosto basse in relazione ai versanti sottostanti, con valori di acclività compresi mediamente tra 10° e 15°, raggiungendo una quota massima di circa 390 m s.l.m. Il versante posto in sinistra orografica del Vallone d'Aiello si presenta nella sua porzione media e bassa molto acclive, con valori nel complesso compresi tra 30° e 45°, mentre nella porzione sommitale, in corrispondenza della fascia di raccordo con il sovrastante crinale, i valori di acclività tendono a divenire più bassi (nell'ordine dei 15°-25°). La giacitura degli strati della formazione carbonatica di base rispetto all'andamento del versante

risulta nel complesso a franapoggio meno inclinato del pendio, talora con componente a traversopoggio. Il versante sovrastante la fascia pedemontana delle contrade Fiume e Torricelle, e quindi affacciato sulla Piana del F. Sarno, risulta caratterizzato da una direzione di sviluppo NW-SE e nella sua parte sommitale da elevate acclività, con valori generalmente tra 30° e 45°, con numerose ed estese scarpate di morfo-selezione sub-verticali in cui appare in affioramento la formazione carbonatica di base (Calcari a Radiolitidi). Verso valle tale versante tende a divenire progressivamente meno acclive, per poi lasciare il posto alla sottostante fascia detritica pedemontana. La giacitura degli strati della formazione carbonatica di base rispetto all'andamento del versante risulta nel complesso a reggipoggio meno inclinato del pendio, a tratti con una componente a traversopoggio. Lo spessore della coltre piroclastica e/o detritico-piroclastica nelle aree di versante risulta compreso mediamente tra 1 e 2 m, mentre nelle aree di crinale è mediamente maggiore di 5 m. In questo settore, a differenza degli altri esaminati, sono state riconosciute le eruzioni subpliniane del 1631 e di *Pollena* (472 d.C.), entrambe ritrovate sulle aree di crinale (Figura 4.17); per i versanti circostanti non è stato possibile distinguere cronologicamente i depositi piroclastici presenti.

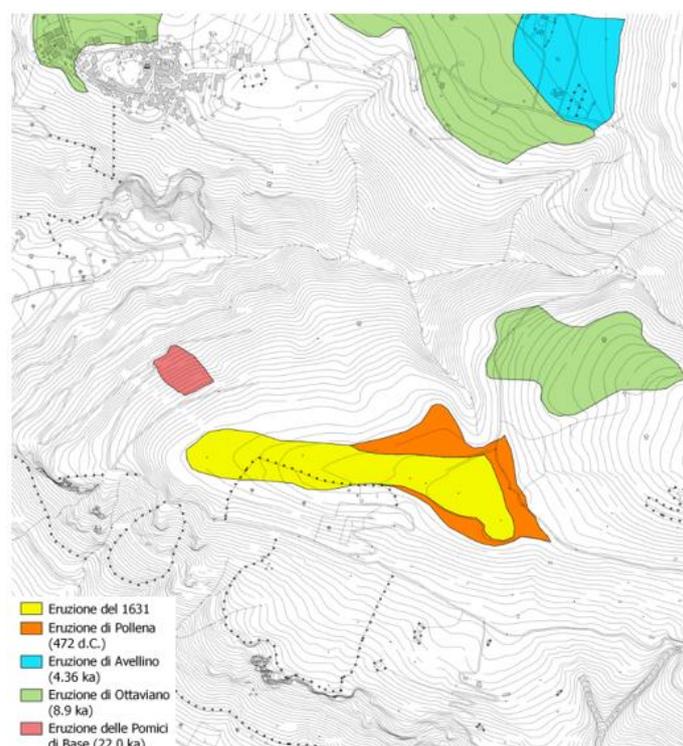


Figura 4.17. Carta preliminare della distribuzione delle eruzioni nel settore meridionale.

Capitolo 5

Attività sperimentale

5.1 Attività sperimentale

L'analisi dei vari campioni rappresentativi (Figura 5.1) prelevati durante l'attività di campo, dopo un opportuno essiccamento in forno del materiale, è stata effettuata con diverse modalità (di tipo "convenzionale" ed "innovativo") presso laboratori sia di Enti universitari che di ricerca, tra i quali si è instaurato un rapporto di collaborazione scientifica:

✓ Università Federico II di Napoli

- *Laboratorio di geologia applicata e geotecnica* del Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse (DiSTAR), per la misura dei pesi specifici "reali" ed "apparenti" (con picnometri);
- *Laboratorio di geotecnica* del Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile ed Ambientale (DICEA), per la definizione della granulometria (tramite setacciatura a secco) e dei pesi specifici "reali" (con picnometri)

✓ Università di Cassino e del Lazio meridionale

- *Laboratorio di geotecnica e strade (LaGS)*, per l'analisi della microstruttura (con porosimetria ad intrusione di mercurio – MIP)

✓ Osservatorio Vesuviano/INGV di Napoli

- *Laboratorio di geologia e sedimentologia*, per la definizione della granulometria (tramite setacciatura a secco) e della densità su clasti singoli (con picnometri);
- *Laboratorio di Microtomografia ai raggi X computerizzata (micro-ct)*, per l'analisi microstrutturale in 3D;

✓ Politecnico di Milano

- *Dipartimento di Ingegneria Civile ed Ambientale*, per le simulazioni a scala microscopica sulle immagini tomografiche.

Campione	Descrizione
	SNBASE-SNTOP (Scorie Nere)
	PGBASE-PGTOP (Pomici Grigie)
	PBBASE-PBTOP (Pomici Bianche)

Figura 5.1. Tipologia e denominazione dei campioni analizzati in successione stratigrafica.

Le analisi sono state caratterizzate dalle seguenti fasi temporali: **a)** determinazione delle caratteristiche macroscopiche strutturali e tessiturali sui campioni in “toto” (granulometria e peso specifico) e su clasti singoli (densità, porosità) tramite setacciatura e picnometria; **b)** quantificazione microscopica sia della porosità isolata ed interconnessa che della conducibilità idraulica su campioni ricostituiti e su clasti singoli tramite micro-ct; **c)** determinazione della porosità intergranulare con metodologia MIP, per confronto con la micro-ct; **d)** determinazione ulteriore dei pesi specifici con variazioni dallo standard procedurale, per confronto con la micro-ct.

- METODI -

5.2 Granulometria

La granulometria è la proprietà che identifica le singole particelle che compongono una roccia sedimentaria, un suolo o un terreno in base alle dimensioni. La classificazione granulometrica prescinde dalla natura chimica o chimico-mineralogica delle particelle e prende in considerazione esclusivamente la loro dimensione.

Le particelle sono distinte in classi granulometriche, diversamente definite a seconda del sistema classificatorio utilizzato; in generale, a prescindere dai parametri dimensionali adottati dai diversi sistemi di classificazione, le classi granulometriche

principali sono solitamente quattro, in ordine di dimensione decrescente: *ghiaia*; *sabbia*; *limo*; *argilla*.

La procedura più semplice per effettuare un'analisi granulometrica è quella della vagliatura per mezzo di una serie di setacci, con apertura via via decrescente, che sono sovrapposti e fatti vibrare (Figura 5.2). Le maglie dei setacci sono costituite da fili di acciaio più o meno fittamente incrociati, in modo da realizzare aperture quadrate di diverse dimensioni. I setacci consigliati dalle Norme ASTM (*American Society for Testing and Materials*), utilizzati anche per questo lavoro, vanno da un massimo di 127 mm ad un minimo di 0.074 mm; la scelta della serie di setacci è comunque fatta, molto spesso, indipendentemente dalle Norme e si basa sul criterio di ricostruire in modo esauriente la curva granulometrica, in modo da definire le percentuali di separazione tra le varie classi.



Figura 5.2. A sinistra pila di setacci, a destra setacciatore automatico.

Dall'analisi della curva granulometrica di un terreno è possibile derivarne il tipo e il grado di assortimento delle particelle, cioè una stima dell'eterogeneità dimensionale dei grani.

A questo proposito solitamente si considera in *primis* un *coefficiente di uniformità* C_u , definito come il rapporto tra il diametro delle particelle corrispondenti al 60% di passante e il diametro di particelle che corrisponde al 10% di passante (naturalmente un valore pari ad 1 si ha nel caso di terreno perfettamente uniforme),

e secondariamente un *coefficiente di curvatura* C_G , che considera anche il diametro al 30% di passante, che può eventualmente evidenziare la mancanza di certe dimensioni dei granuli (nel caso di valori esterni all'intervallo 1-3).

5.3 Peso specifico "reale"

Il peso specifico di qualsiasi sostanza, in generale, è definito come il peso unitario del materiale stesso riferito alla densità dell'acqua alla temperatura di 4°C e la sua determinazione permette di calcolare altri parametri quali la porosità, l'indice dei vuoti e il grado di saturazione. In realtà, tenendo conto che le temperature di prova in laboratorio sono certamente più elevate, le normative consentono di fare riferimento alla densità dell'acqua alla temperatura di 20°C, commettendo un errore trascurabile minore dello 0.3%.

Prima dell'inizio della procedura (*metodo D 854, ASTM 1983*), è essenziale conoscere il peso secco del campione ed effettuare una taratura dei picnometri (Figura 5.3) (apparecchi costituiti da una boccetta di vetro a collo largo), da utilizzare per conoscere esattamente il volume di acqua distillata contenuto in essi nel corso delle prove.



Figura 5.3. Picnometro "tipo".

Dopo aver polverizzato in un mortaio di ceramica il materiale da esaminare, per eliminare qualsiasi vuoto, si attua una procedura costituita da varie fasi e che va ripetuta, in modo che il peso specifico sia il risultato di almeno tre determinazioni, ciascuna delle quali non deve differire dal valore medio di una quantità superiore all'1%.

5.4 Densità singoli clasti

La densità di un campione granulare indica la quantità di materiale presente in un volume unitario di detto corpo. Per ottenere risultati rappresentativi del materiale esaminato, occorre considerarne le fasi granulometriche più indicative: nel nostro caso, 2 mm – 5mm - 10 mm. Di ciascun materiale, quindi, mediante una bilancia con una sensibilità pari ad almeno 0.01 g, devono essere pesati circa 100 clasti (Figura 5.4) che vengono ricoperti di un *film* di pellicola elastica sottilissima (paraffina), per essere poi numerati e pesati ancora una volta; la paraffina permette di conservare le caratteristiche fisico-volumetriche del campione, non alterandole con il successivo ingresso in acqua.



Figura 5.4. Peso e preparazione dei clasti con film di paraffina.

5.5 Microtomografia ai raggi X computerizzata

Le analisi tessiturali in 3D sono state effettuate tramite microtomografia a raggi X computerizzata (micro-ct), tecnica di *imaging* non distruttiva in grado di produrre immagini tridimensionali della struttura interna di un oggetto con una risoluzione spaziale nel *range* del micrometro.

In particolare, la microtomografia a raggi X (micro-ct) applicata alle Geoscienze consente lo studio qualitativo e quantitativo della struttura interna di rocce e altri geomateriali, raggiungendo un'altissima risoluzione senza danneggiarle (ad esempio orientamento e distribuzione di fratture, pori, grani, minerali, strutture sedimentari, fossili, inclusioni fluide, ecc.).

I dati ottenuti tramite l'analisi microtomografica sono stati successivamente sottoposti ad operazioni di *processing*, indirizzate alla visualizzazione tridimensionale delle immagini acquisite ed all'estrazione di parametri quantitativi, come descritto di seguito.

5.5.1 Principi di funzionamento e strumentazione utilizzata

Il sistema di microtomografia ZEISS Xradia 410 Versa dell'INGV (Figura 5.5) è equipaggiato con una sorgente microfoco di raggi X policromatica (da 40 a 150kV, fino a 10W) che opera con modalità di raccolta delle immagini sia in assorbimento che in contrasto di fase, permettendo così la scansione di campioni di roccia con un ampio *range* di densità. L'acquisizione in contrasto di fase permette inoltre di aumentare la visibilità di oggetti molto piccoli perché si enfatizzano i loro bordi; allo stesso tempo, permette di individuare materiali presenti in un campione che hanno assorbimenti molto simili tra di loro e che non sarebbero distinguibili in un'immagine convenzionale in assorbimento. Inoltre, un rilevatore di radiazione di tipo CCD (2k x 2k 16bit CCD X-ray camera) dotato di obiettivi a differente ingrandimento, da 0.4X a 20X, consente di raggiungere un'alta risoluzione, dell'ordine del micron (fino a 0.9 μm).

Il laboratorio, poi, dispone di *software* dedicati alla visualizzazione e all'analisi quantitativa di mappe digitali tridimensionali, nonché a simulazioni numeriche su pori per la previsione delle proprietà di trasporto dei fluidi (ad esempio permeabilità assoluta e relativa).

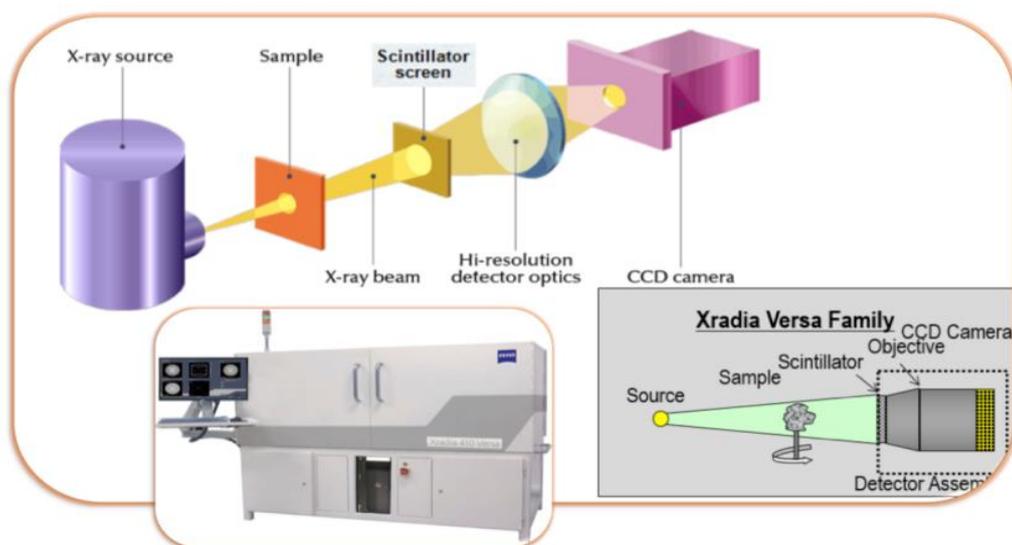


Figura 5.5. Schema del sistema Carl Zeiss Xradia Versa-410, in funzione presso l'INGV.

5.5.2 Acquisizione ed elaborazione dei dati

Un grande vantaggio della micro-ct consiste nel fatto che non è necessaria una fase di preparazione del campione, occorre solo accertarsi che l'oggetto, o la porzione di oggetto, da analizzare ricada nel *field of view* e che non si muova durante la misura. Una volta settate le condizioni di scannerizzazione (posizione della sorgente, del rilevatore e dell'oggetto, voltaggio e potenza della sorgente, tempo di esposizione per proiezione, intervallo angolare di scannerizzazione, ecc.), al fine di ottenere l'acquisizione delle proiezioni con buona risoluzione e contrasto d'immagine, si passa alla calibrazione. Le proiezioni prese con un certo passo angolare, mentre il campione ruota, devono essere calibrate tenendo conto dei *dark field* e *flat field*. Nel primo caso, si tratta di immagini che sono acquisite a sorgente spenta e che contengono principalmente contributi degli *offsets* dei *pixel* e della corrente nera (*dark current*) dei *detectors*; può essere considerato come una sorta di *baseline* da sottrarre da ogni immagine. Nel secondo caso, le immagini, ottenute a sorgente aperta e con il campione fuori dal *field of view* del *detector*, sono utili soprattutto per correzioni legate alla disomogeneità del fascio di raggi X.

Si procede poi all'acquisizione di sezioni tomografiche a diversi angoli dell'oggetto indagato (proiezioni), idealmente attraverso un intervallo angolare di almeno 180°, e nella loro successiva elaborazione mediante algoritmi matematici che consentono la ricostruzione delle sezioni trasversali dell'oggetto (*slice*). L'utilizzo di un *software* di *rendering* 3D consente quindi la ricostruzione dell'intero volume su cui è possibile operare tagli virtuali al fine di mostrare meglio la struttura interna.

In particolare la tomografia 3D dell'oggetto consiste in un certo numero di elementi di volume detti *voxel* (corrispettivi 3D dei *pixel*). Ogni *voxel* contiene informazioni sul coefficiente di attenuazione lineare (che è funzione della densità e della composizione), espresse con un numero TC (*computed tomography number*) (relativo ad una specifica conversione utilizzata); questi valori sono tradotti visivamente in scala di grigi.

Per ogni clasto (pomice o scoria) selezionato sono stati ottenuti volumi pressoché cubici con lato di circa 0.5-1 cm, che sono stati esaminati utilizzando lenti 10x e 20x.

Da ognuno di essi sono state ricavate approssimativamente 1000 *slices* con cui sono state prodotte tomografie con risoluzione di 1 a 2 μm , relative a volumi da 0.5 a 5 mm^3 . Dai campioni ricostituiti, invece, sono stati ottenuti volumi cubici con lato di 4-5 cm, esaminati con la lente 4x e con risoluzione di 5 μm .

Le mappe tridimensionali ottenute sono state elaborate per la misurazione dei parametri di interesse tramite *software* specifici, in particolare tramite il *software* non commerciale FiJI sviluppato dal *National Institutes of Health* degli Stati Uniti e i *software* commerciali Dragonfly pro della ZEISS ed Avizo@8 della Thermofisher. Per le rocce piroclastiche, i parametri importanti per caratterizzare la vescicolazione sono dimensione, forma e orientamento dei pori, la porosità connessa e non connessa e la tortuosità.

Il primo passo del processo di analisi dell'immagine consiste nell'estrazione di un VOI (volume di interesse) avente dimensioni adeguate per le risorse di calcolo disponibili, ma preservando la rappresentatività del campione. Se il VOI include eterogeneità a diversa scala del campione studiato ed è sufficiente per rappresentare statisticamente i parametri misurati, è solitamente indicato come il volume elementare rappresentativo (REV). Dopo l'estrazione del VOI, il volume è normalmente pre-elaborato con uno o più filtri in scala di grigi (Figura 5.6).

Successivamente, l'immagine viene segmentata, cioè suddivisa in insieme di *voxel* corrispondenti a particolari componenti di interesse (ad esempio vuoti, cristalli, ecc.). Dopo la segmentazione, può essere eseguita una procedura di *cleaning* per rimuovere piccoli difetti e oggetti indesiderati o non fisici. Le procedure di *cleaning* sono in genere basate su operatori morfologici (erosione e dilatazione) e topologici (basati sulla connettività dell'oggetto). Dal volume segmentato, è possibile calcolare diversi parametri strutturali, morfologici e tessiturali nonché effettuare simulazioni di permeabilità (Figura 5.7) attraverso l'uso di *software* dedicati.

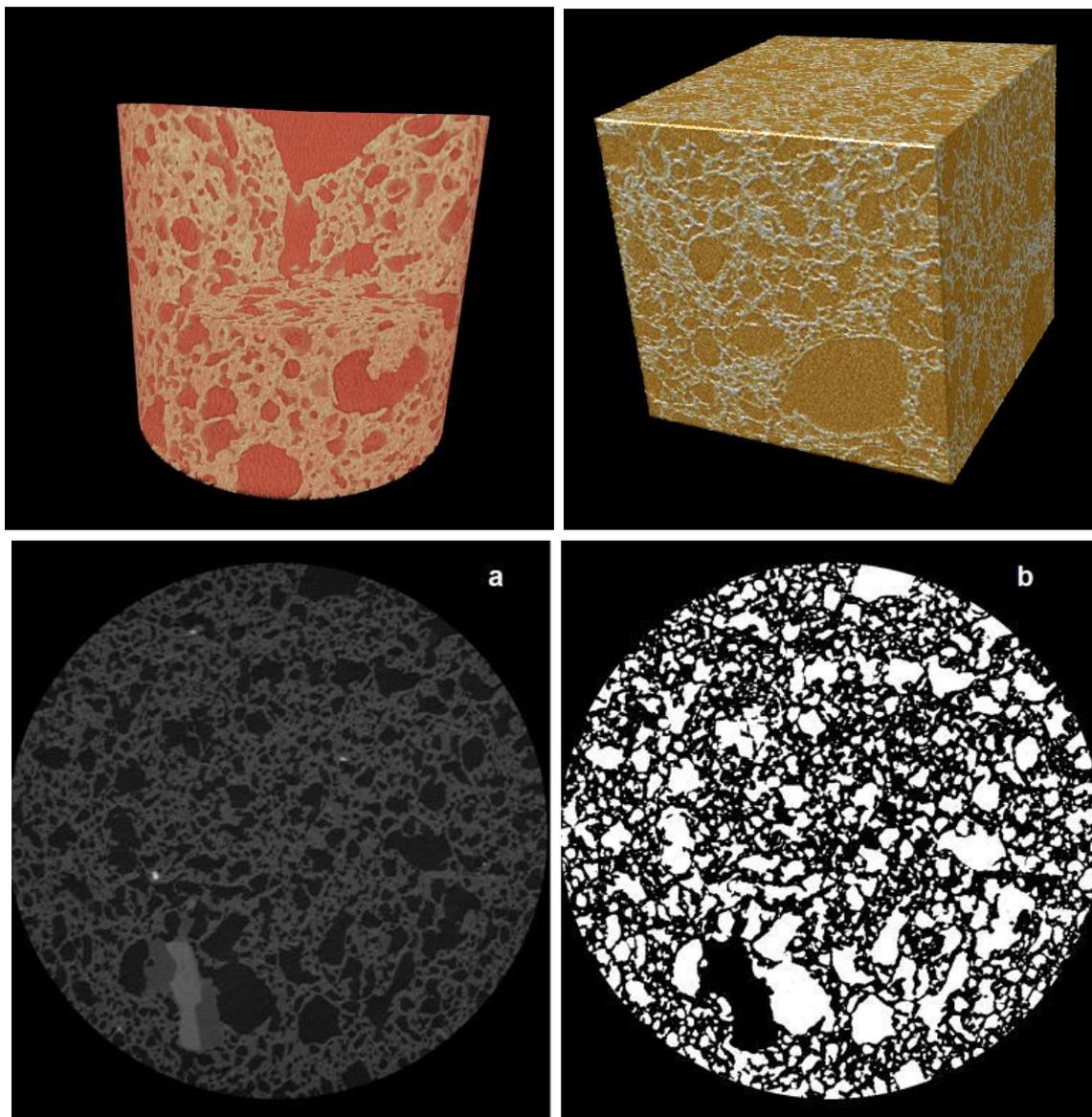


Figura 5.6. In alto: esempi di immagini tridimensionali di campioni di rocce vulcaniche acquisite mediante il sistema di microtomografia a raggi X in funzione presso i laboratori dell'INGV – Osservatorio Vesuviano; in basso: a) esempio di *slice* sul piano xy in toni di grigio; b) immagine precedente filtrata in bianco e nero.

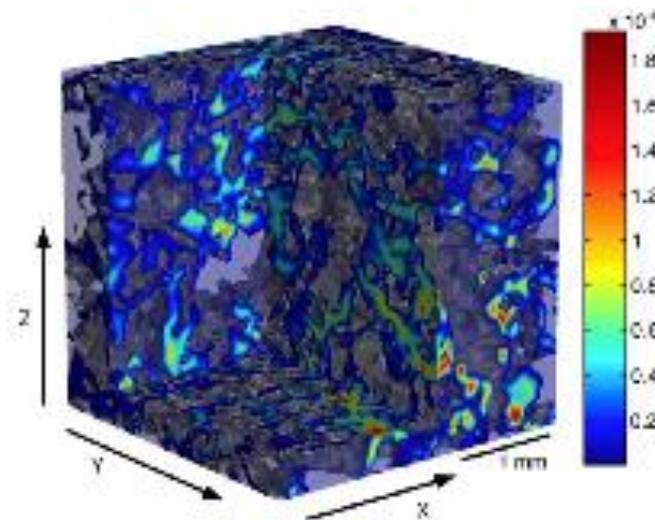


Figura 5.7. Esempi di simulazioni di permeabilità tramite il metodo di Lattice Boltzmann da immagini tridimensionali.

5.6 Porosimetria ad Intrusione di Mercurio – MIP

L'aggregazione delle particelle, che costituisce la struttura del terreno, può essere molto varia ed influenzare marcatamente il comportamento del terreno. Quando si parla di microstruttura si fa riferimento agli effetti combinati della struttura (aggregati di particelle, gruppi di particelle e pori), della composizione mineralogica e delle forze interparticellari (*Mitchell & Soga, 2005*); le ricerche in ambito geotecnico hanno concentrato la loro attenzione sullo studio della microstruttura dei terreni parzialmente saturi e si è cercato di interpretare proprietà come la ritenzione idrica, la permeabilità e il cambio di volume dei terreni.

Tra le tecniche per lo studio della microstruttura di un terreno, oltre alla microscopia elettronica a scansione (SEM), la diffrazione e la micro-ct, assume un importante ruolo diagnostico la porosimetria ad intrusione di mercurio (MIP).

La tecnica MIP è in grado di ricavare la distribuzione dei pori del terreno, anche detta PSD ovvero *Pore Size Distribution*, e l'intervallo di individuazione del diametro dei pori è funzione della sensibilità dello strumento che generalmente comprende diametri tra 100 μm e 0.01 μm . In particolare, la tecnica permette di valutare

soltanto il volume dei pori e la distribuzione della loro dimensione, senza dare alcuna informazione sulla disposizione spaziale di questi; nonostante ciò fornisce indicazioni fondamentali per lo studio dei terreni non saturi.

L'equazione di Washburn, o l'equivalente equazione di Laplace, stabilisce l'equilibrio meccanico attraverso l'interfaccia di un liquido non-umettante (o di un liquido umettante nel caso dell'equazione di Laplace) e il suo vapore in un poro.

Nel caso della tecnica MIP una pressione assoluta p viene applicata sul fluido non-umettante (mercurio) al fine di riempire i pori. Per pori di forma cilindrica e lastre infinite e parallele, la precedente equazione si applica nella forma dell'equazione di Washburn:

$$|p| = - \frac{n \sigma_{Hg} \cos \theta_{nw}}{x}$$

- σ_{Hg} : indica la tensione superficiale del mercurio, pari a 0,484 N/m a 25 °C. Modeste variazioni di questo valore non sono significative, in quanto questo parametro entra nell'equazione solo come termine lineare.

- x : rappresenta o il diametro apparente del poro d , per cui n assume il valore di 4 (valore solitamente utilizzato nella tecnica MIP), oppure la distanza tra lastre parallele, nel qual caso n assume il valore di 2.

- θ_{nw} : indica l'angolo di contatto tra il mercurio e la parete del poro ed è un valore fortemente influenzato dalla scabrezza della superficie.

L'equazione di Washburn permette di interpretare il comportamento di un generico liquido all'interno di un tubo capillare (Figura 5.8). Nel caso di acqua all'interno di un sistema capillare, il fluido umettante ($\theta < 90^\circ$) è appunto l'acqua ed è il mezzo a densità maggiore, mentre l'aria umida è il mezzo non-umettante con densità minore. In questa situazione si osserva che la differenza di pressione tra le due fasi è negativa (la pressione del liquido è inferiore a quella del gas), per cui l'acqua tenta di risalire nei capillari per compensare tale differenza. Nel caso di mercurio all'interno di un sistema di capillari il fluido non-umettante ($\theta > 90^\circ$) è il mercurio ed è anche quello con la densità maggiore; di conseguenza il mercurio tende ad arretrare all'interno del sistema e per questo motivo è necessario forzarlo idraulicamente per farlo penetrare all'interno dei pori.

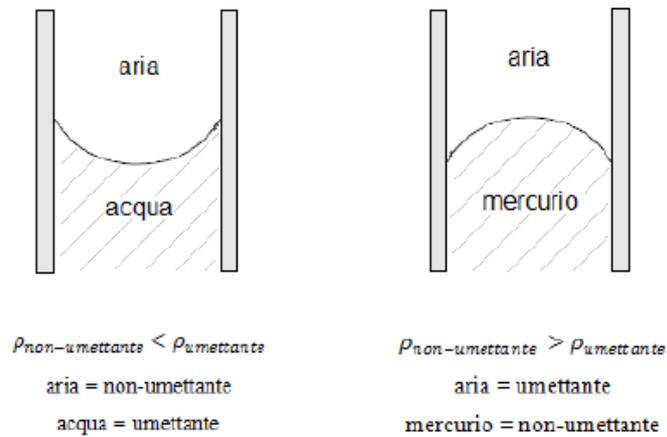


Figura 5.8. Differenza di comportamento di acqua e mercurio in un sistema di capillari.

L'apparecchiatura utilizzata per questo lavoro di dottorato è il porosimetro Micrometrics Autopore III composto da un dilatometro-penetrometro e da due unità (Figura 5.9).



Figura 5.9. Porosimetro Micrometrics Autopore III.

La rilevazione della pressione e del volume di mercurio sono effettuate da un condensatore che si forma tra le pareti dell'autoclave e il mercurio nel penetrometro. Per eseguire la prova è necessario disporre di un campione essiccato di cui si registra preventivamente il peso. Il campione è inserito all'interno del penetrometro, si

ingrassa la testa di quest'ultimo (per garantire la tenuta) e poi si registra nuovamente il peso, così da avere il peso del campione nel penetrometro con il grasso.

A questo punto il penetrometro è inserito nell'unità per la fase di bassa pressione dove si svolgerà l'analisi dei macropori. In prima battuta lo strumento procede al degassamento dell'ambiente interno fino al raggiungimento del vuoto minimo e successivamente il mercurio è fatto entrare nel dilatometro fino a riempirlo. Al termine del riempimento inizia la fase di analisi, per cui la pressione è incrementata fino a raggiungere il valore massimo di circa 0,2 MPa, per poi essere ridotta fino alla pressione atmosferica. Terminata questa fase, il dilatometro è spostato dall'operatore nel secondo alloggiamento per la fase di alta pressione: qui la pressione è incrementata fino a circa 207 MPa.

Il calcolatore al termine della prova fornisce i dati congiunti di entrambe le fasi di bassa e alta pressione. I *file* di *output* riportano principalmente i valori della pressione per ogni singolo *step* ed il volume cumulato di mercurio, oltre ad altri valori di interesse quali la porosità del campione, il peso specifico ed il volume totale di mercurio intruso.

5.7 Peso specifico "apparente"

Utilizzando una frazione non polverizzata di alcuni dei campioni esaminati per la determinazione del peso specifico "reale" (cfr. par. 5.3) - SNTOP – SNBASE - PGTOP – PBBASE -, sempre con l'ausilio dei picnometri, si è proceduto a determinare per essi il peso specifico "apparente", ottenuto appunto dal campione allo "stato naturale", cioè comprensivo del volume dei vuoti e dell'acqua di imbibizione. Tutto ciò allo scopo di verificare empiricamente la presenza dell'elevata interconnessione dei vuoti del materiale esaminato, così come emerso dalle analisi eseguite mediante micro-ct e dalle quali la porosità interconnessa è risultata essere pressoché totale (99%). Solo nel caso di completa interconnessione dei pori infatti, l'acqua assorbita durante la procedura riuscirebbe ad occupare completamente i vuoti del materiale non polverizzato, ottenendo in questo modo valori del peso specifico "apparente" del tutto confrontabili con quelli del peso specifico "reale".

- RISULTATI -

5.8 Granulometria

Dall'analisi granulometrica effettuata, con riferimento alle norme A.G.I. (1977), i campioni di nostro interesse sono stati classificati come riportato in figura:

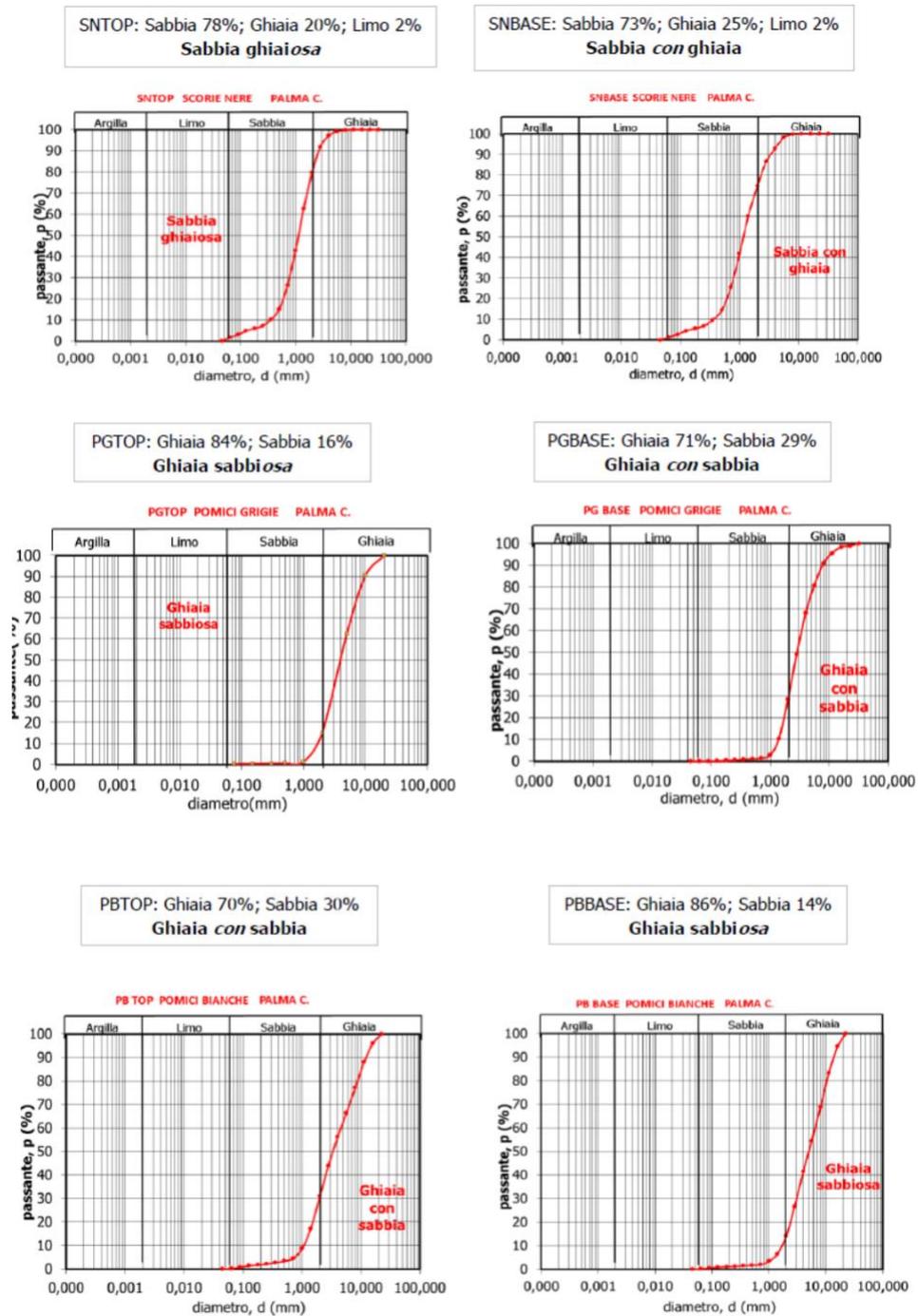


Figura 5.10

Come si può osservare, tali risultati, in particolare al passaggio tra le pomici grigie e le scorie nere, mostrano, dal basso all'alto della successione, una variazione granulometrica verso diametri inferiori; il coefficiente C_u , tranne qualche caso, è sempre superiore a 3, caratteristica dei materiali con discreta eterogeneità, mentre il C_c , come si evidenzia anche dalle pendenze delle curve granulometriche, assume generalmente valori prossimi o inferiori ad 1, ad indicare che alcune classi granulometriche sono poco rappresentate (Tabella 5.1).

Tabella 5.1. Valori dei coefficienti di uniformità (C_u) e di curvatura (C_c).

Campione	Coefficiente di uniformità C_u	Coefficiente di curvatura C_c
SN-TOP	4.0	1.02
SN-BASE	4.0	1.2
PG-TOP	2.7	1.2
PG-BASE	2.78	0.73
PB-TOP	3.7	0.89
PB-BASE	3.8	0.79

La presenza delle variazioni granulometriche osservate, che conferiscono al deposito un aspetto stratificato, è essenzialmente la conseguenza dell'oscillazione dell'altezza della colonna eruttiva, diventata più instabile negli ultimi stadi della fase pliniana di "colonna sostenuta".

5.9 Peso specifico "reale"

I risultati dei pesi specifici ottenuti con l'utilizzo della procedura mediante picnometri, sono illustrati nella Tabella 5.2 che segue:

Tabella 5.2. Valori del peso specifico "reale".

Peso Specifico da materiale polverizzato	
<i>Campione</i>	<i>g/cm³</i>
SN-TOP	2.88
SN-BASE	2.78
PG-TOP	2.73
PG-BASE	2.40
PB-TOP	2.43
PB-BASE	2.43

La variabilità dei valori lungo la successione esaminata risulta evidente, mettendo in risalto un aumento della densità del materiale dal basso verso l'alto, in accordo con dati bibliografici (*Bertagnini et al., 1998*) relativi alla composizione geochimica, caratterizzata appunto da un passaggio graduale dalle pomici (sia bianche che grigie di transizione) con composizione da trachitica a latitica, alle scorie francamente latitiche-trachibasaltiche.

5.10 Densità singoli clasti

Per ciascun campione sono state selezionate le classi granulometriche più rappresentative (2 mm – 5mm - 10 mm), da cui sono stati selezionati 100 clasti per classe per un totale di oltre 1000 e sui quali sono stati determinati i valori della densità (g/cm^3); i risultati ottenuti sono stati rappresentati in istogrammi, in cui la frequenza sulle ordinate è espressa in percentuale.

Di seguito (Figura 5.11) si riporta come esempio la distribuzione della densità per le diverse classi granulometriche di uno stesso campione; si evidenzia che non si riscontra una significativa variazione della densità in funzione delle dimensioni dei clasti.

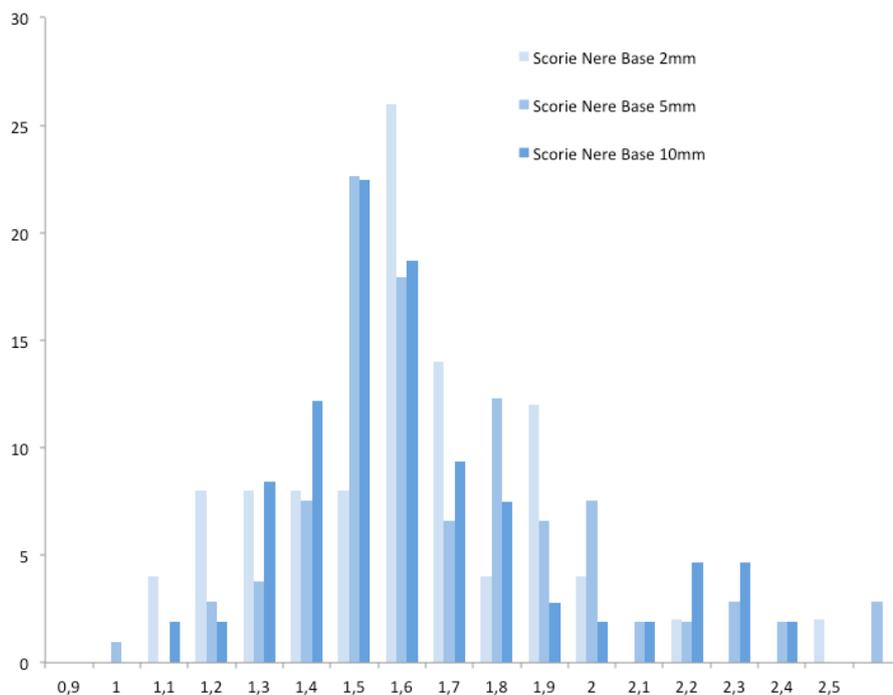


Figura 5.11. Esempio di istogramma dei valori di densità per il campione SNbase per le diverse classi granulometriche selezionate.

Nel grafico di Figura 5.12 sono messi a confronto i valori di densità totali (comprensivi di tutte le classi granulometriche selezionate) dei diversi campioni prelevati a diverse altezze stratigrafiche.

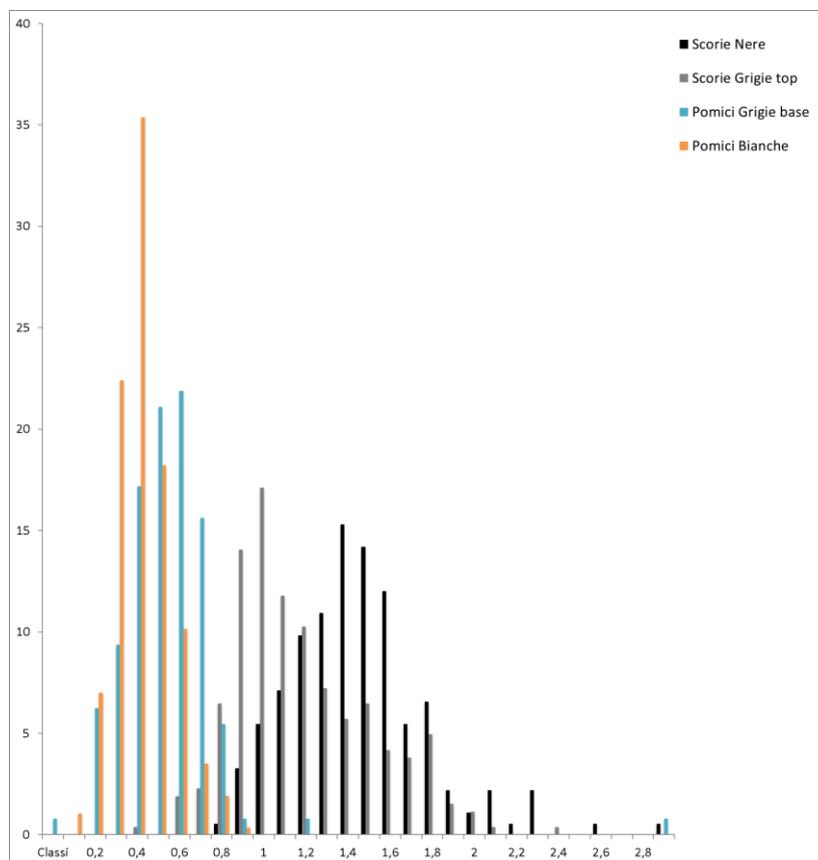


Figura 5.12. Istogramma della distribuzione di densità totale per tutti i campioni analizzati, prelevati a diversa altezza stratigrafica.

Dal confronto si può constatare che la densità aumenta verso l'alto stratigrafico; in particolare le pomici bianche e grigie di base mostrano un valore modale di densità minore di 0,4 e 0,6 g/cm³ rispettivamente, con un *range* compreso tra 0,2 e 0,8 g/cm³. Le pomici grigie "top" registrano valori di densità che variano da 0.6 a 1.8 g/cm³ con valore modale di circa 1,05 g/cm³, mentre le scorie nere "base" un *range* di densità tra 0.8 e 1.8 g/cm³ e valore modale di 1.4 g/cm³.

5.11 Microtomografia ai raggi X computerizzata

L'analisi microtomografica è stata effettuata sui campioni prelevati a varie altezze stratigrafiche e ricostituiti in laboratorio, in corrispondenza di significative variazioni della granulometria e/o della natura dei clasti (ad esempio da pomici vescicolate a scorie dense), per la determinazione della porosità inter-granulare sia isolata che interconnessa (Figure 5.13 e 5.14). Inoltre, simulazioni di permeabilità sono state effettuate sul campione di scorie nere e pomici grigie attraverso il *software* Avizo.

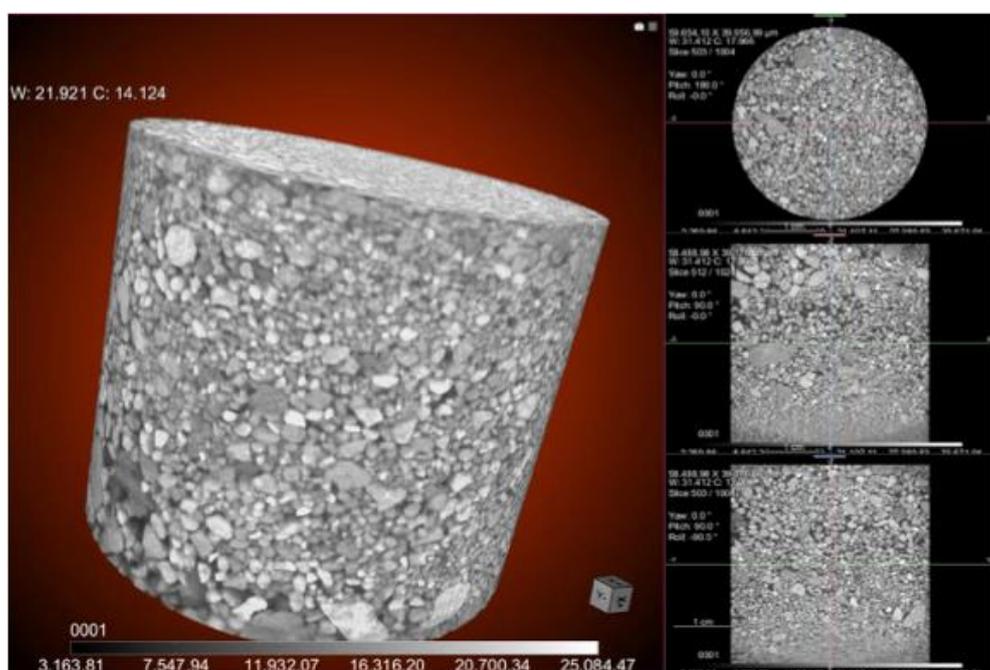


Figura 5.13. Esempio di immagine 3D di campione ricostituito.

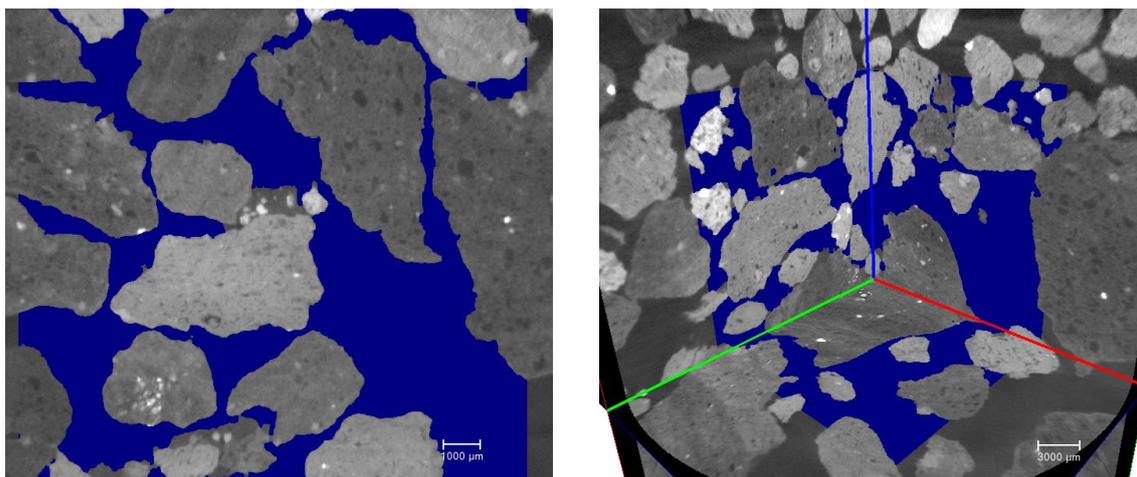


Figura 5.14 Esempio di segmentazione dei pori (in blu) in campione ricostituito per il calcolo della porosità intergranulare connessa e non connessa.

I risultati ottenuti mostrano una variazione della porosità intergranulare dal 43% negli strati basali di pomice bianche al 33% negli strati sommitali di scorie nere, sempre con un alto grado di interconnessione, pari a circa il 99%. La permeabilità calcolata varia da $9,1E-09$ a $5,5E-10$ m² passando dalle pomice grigie alle scorie nere. Inoltre, sulla base dei valori di densità misurati, sono stati selezionati i clasti più rappresentativi per ciascun campione, allo scopo di determinarne la variazione della porosità intra-granulare sia isolata che interconnessa al variare dell'altezza stratigrafica (Figura 5.15).

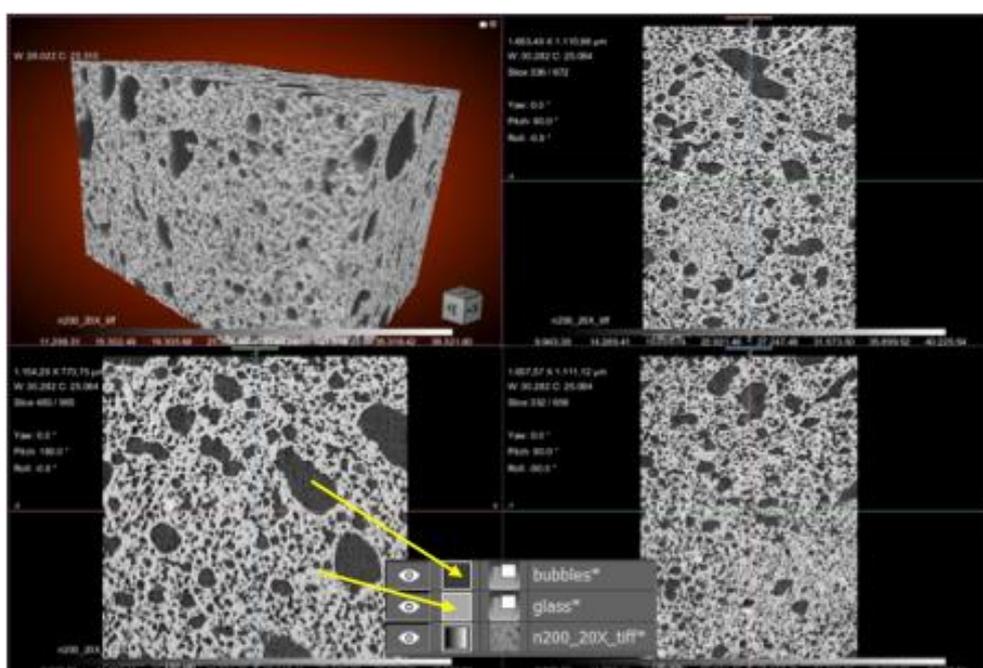


Figura 5.15 Esempio di immagine 3D su di un clasto singolo di scoria.

Per ciascun clasto singolo sono state effettuate simulazioni per il calcolo della conducibilità idraulica (Figura 5.16).

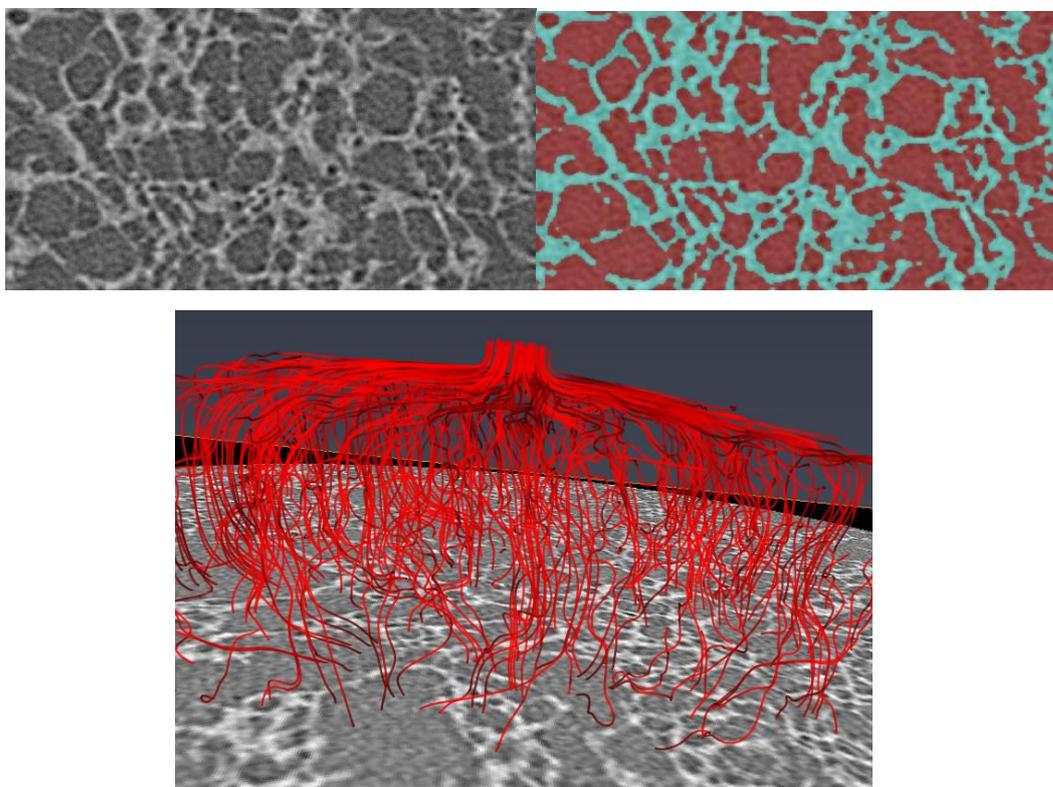


Figura 5.16 In alto, esempio di *slice* in toni di grigio (grigio chiaro= vetro vulcanico, grigio più scuro= pori) e di segmentazione dei pori (in rosso), utilizzata per simulazioni di conducibilità idraulica (in basso) con il software Avizo.

I risultati ottenuti mostrano una variazione della porosità intragranulare dal 73-75% nei livelli di pomice basali al 69% verso la parte alta delle pomici grigie fino al 53-55% nelle scorie nere sommitali, con interconnessioni sempre elevate, pari a circa il 99%. La permeabilità varia da $2,70E-12$ m² nei clasti dei livelli di pomice basali fino a $8,90E-13$ m² nei clasti dei livelli di scorie scure sommitali.

5.12 Porosimetria ad Intrusione di Mercurio - MIP

L'indagine sperimentale condotta è stata finalizzata all'analisi della distribuzione dei pori delle pomici grigie, campione PGTOP, mediante l'utilizzo di porosimetrie ad intrusione di mercurio.

Le prove sono state condotte su singoli clasti e su campioni costituiti da più clasti per le frazioni granulometriche:

- passante al 2 mm
- passante al 5 mm
- passante a 10 mm

In Figura 5.17 sono riportate le curve di distribuzione di frequenza del diametro di accesso dei pori di due campioni costituiti da un singolo clasto passante a 10 mm (PG_TOP_10 mm e PG_TOP_10mm_P) ed un campione passante al 2 mm costituito da più clasti (PG_TOP_2 mm). Con riferimento al campione PG_TOP_10 mm, dalla curva di distribuzione di frequenza del diametro di accesso dei pori si osserva la presenza di una classe di pori compresa tra 1- 40 μm . La prova MIP è stata ripetuta su di un secondo clasto della stessa granulometria (PG_TOP_10mm_P). I risultati ottenuti evidenziano un certo *range* di variabilità del diametro di accesso dei pori, uno *scatter* di porosità della pomice in un intervallo compreso tra 1 e 40 μm , con moda che varia tra 4 e 12 μm .

Le curve di distribuzione di frequenza del diametro di accesso dei pori dei campioni a 10 mm sono state confrontate con quella del campione di pomice passante a 2 mm. Il campione PG_TOP_2 mm presenta un *range* di porosità del tutto analogo a quello dei campioni passanti al 10 mm ed una curva di distribuzione di frequenza bimodale, caratterizzata da due classi di pori più frequenti.

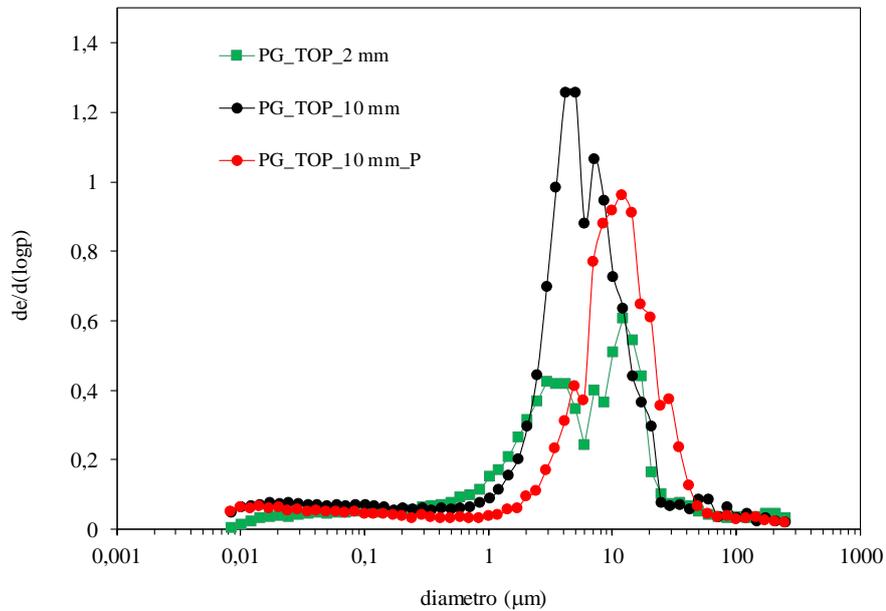


Figura 5.17. Curve di distribuzione di frequenza.

Risultati del tutto analoghi in termini di curve di distribuzione di frequenza sono stati ottenuti testando campioni di pomici passanti al 5 mm (Figura 5.18). I risultati evidenziano anche in questo caso uno *scatter* di porosità indicativo di una certa variabilità del campione. Dalla sovrapposizione con la curva di distribuzione di frequenza relativa al campione passante al 2 mm, il *range* di variabilità del diametro di accesso dei pori è evidente.

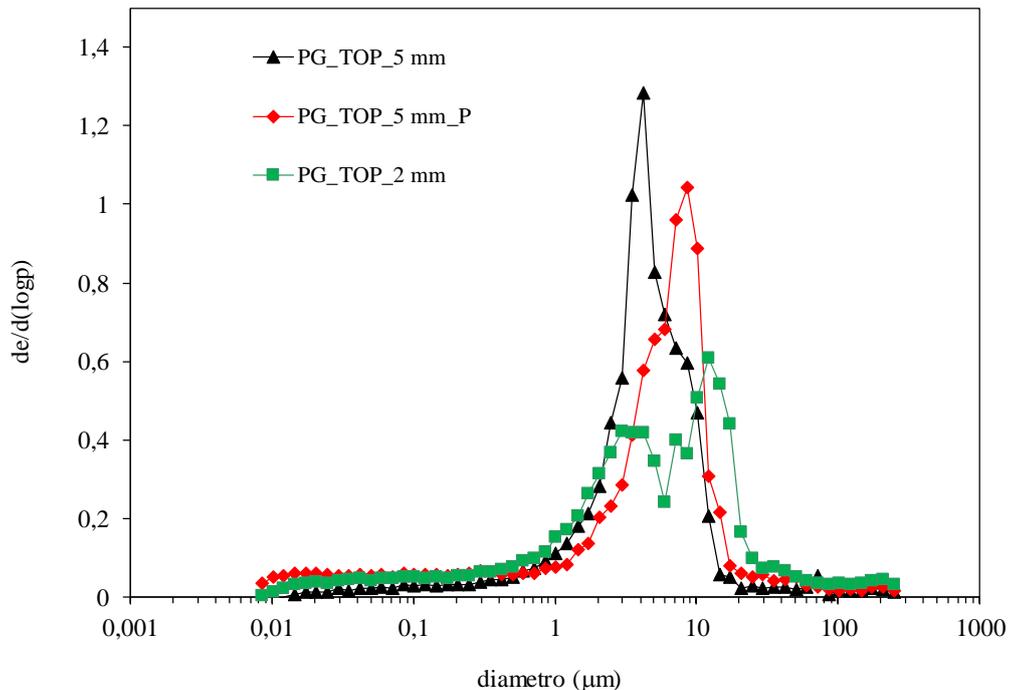


Figura 5.18. Curve di distribuzione di frequenza.

Al fine di indagare la natura bimodale della curva di distribuzione di frequenza del diametro di accesso dei pori del campione passante a 2 mm (costituito da un numero di clasti superiore ad 1), sono state condotte delle prove su campioni costituiti da singoli clasti, caratterizzati da stessa dimensione e peso diverso. In Figura 5.19 sono riportate le curve di distribuzione di frequenza dei campioni passanti al 10 mm caratterizzati da stessa dimensione e peso diverso.

I risultati evidenziano come il campione più leggero presenti una classe di pori più frequente in corrispondenza di diametri maggiori. Per il campione di peso maggiore, le classi di pori più frequenti si riscontrano in corrispondenza di diametri minori. Quanto osservato può essere attribuito alla presenza nelle pomice di clasti di diversa natura, clasti più densi (litici/scoriacei) e clasti più porosi.

Dal confronto con la curva di distribuzione di frequenza del campione di pomice passante a 2 mm, si osserva come la moda delle due classi di pori individuate nel campione sia perfettamente coincidente con le frequenze dominanti delle due tipologie di clasti. L'andamento bimodale della curva è consistente con il fatto che il campione di 2 mm, essendo costituito da un certo numero di clasti, contiene sia elementi scoriacei/litici che elementi più porosi.

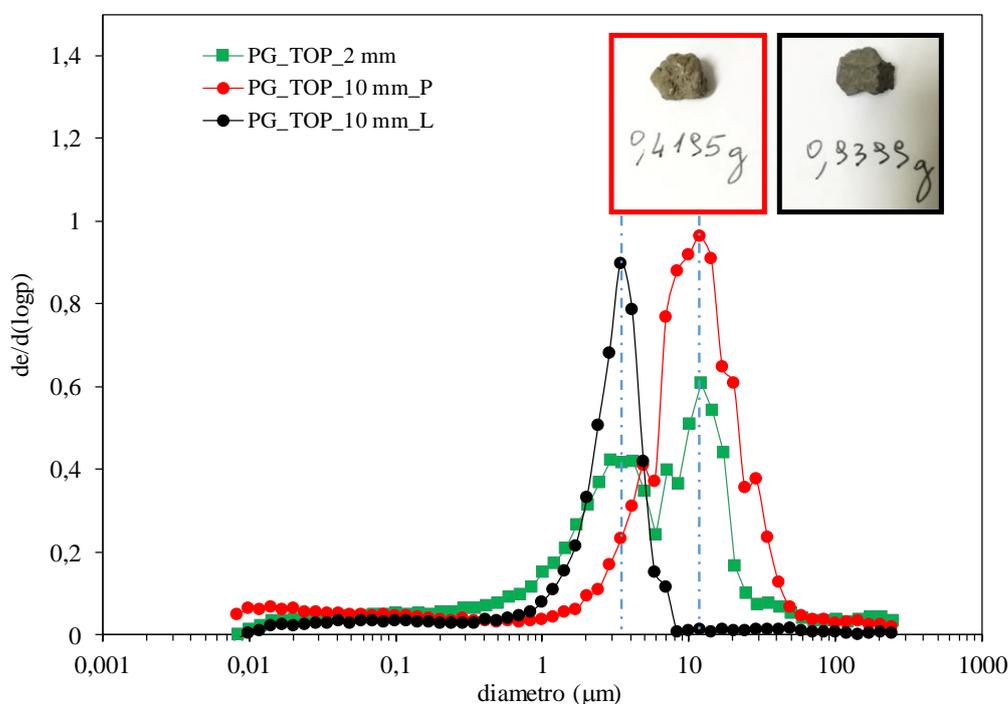


Figura 5.19. Curve di distribuzione di frequenza.

Andamenti del tutto analoghi sono stati riscontrati anche per clasti di dimensione minore. In Figura 5.20 sono riportate le curve di distribuzione di frequenza dei campioni costituiti da clasti singoli passanti al 5 mm. A parità di dimensione, varia significativamente il peso dei campioni. Il campione di natura litica/scoriacea è caratterizzato da pori più frequenti nelle piccole dimensioni. Il clasto più poroso pesa meno ed ha pori più frequenti nelle grandi dimensioni.

I risultati evidenziano come nelle pomice grigie vi siano clasti di natura diversa con porosità intra-granulare diversa. Ciò si riflette sulla distribuzione dei pori del campione.

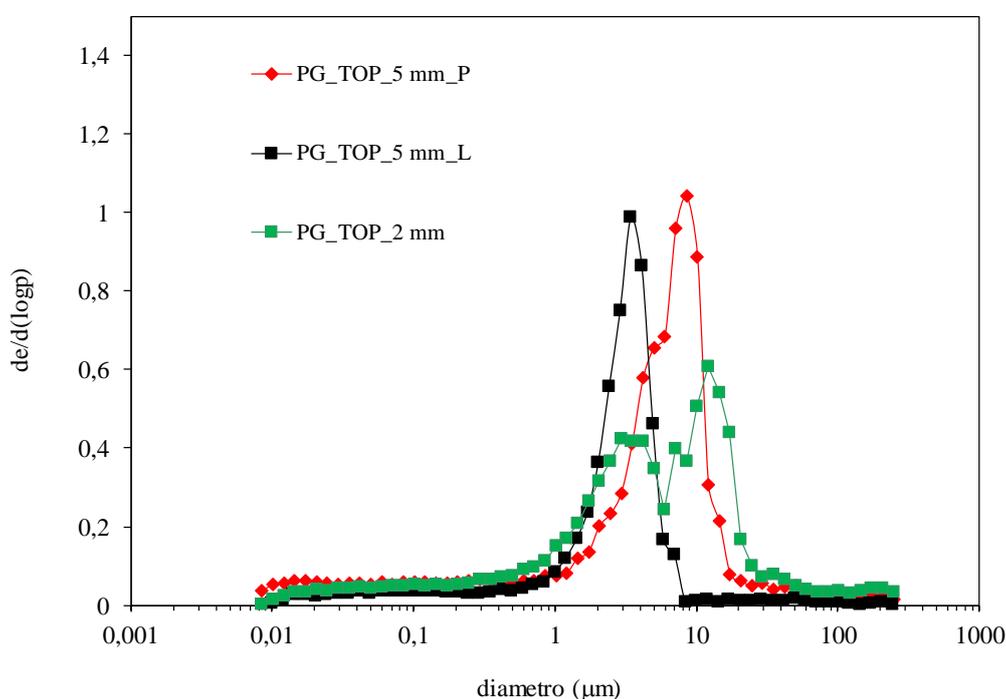


Figura 5.20. Curve di distribuzione di frequenza.

In Figura 5.21 sono state confrontate le curve di distribuzione cumulata e di frequenza dei campioni di natura meno porosa, costituiti da clasti singoli passanti al 5 mm e al 10 mm (PG_TOP_5mm_L & PG_TOP_10mm_L). Dalle curve di distribuzione cumulata (Figura 5.21.a) non si riscontra una variazione significativa del volume cumulativo di mercurio intruso. In Figura 5.21.b, le curve di distribuzione di frequenza del diametro di accesso dei pori si presentano del tutto sovrapponibili. I risultati ottenuti evidenziano come la porosità dei campioni non dipenda dalla dimensione del clasto; ciascuno dei clasti ha una porosità riproducibile.

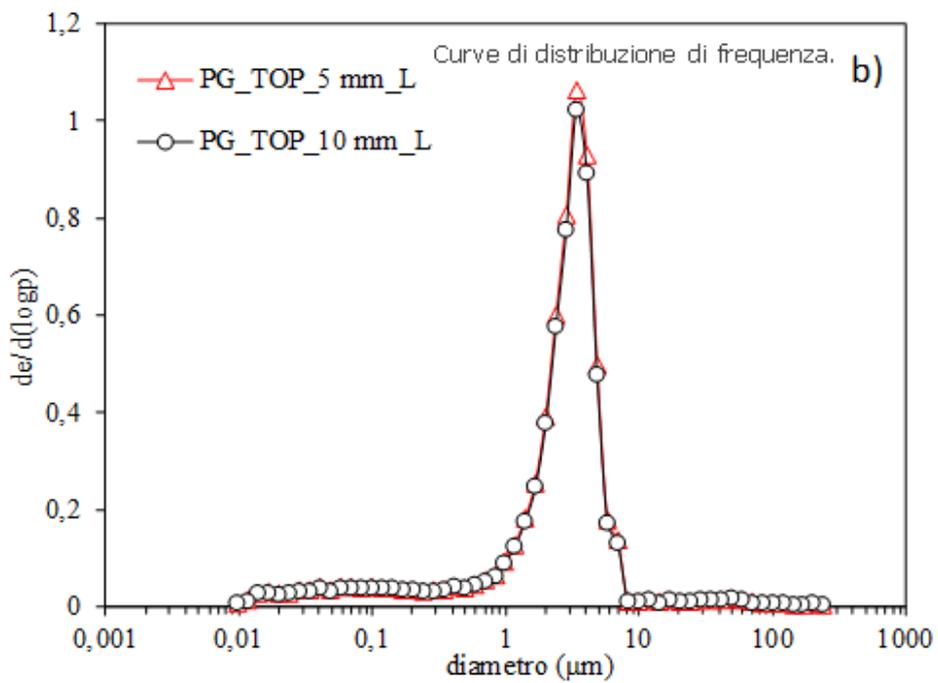
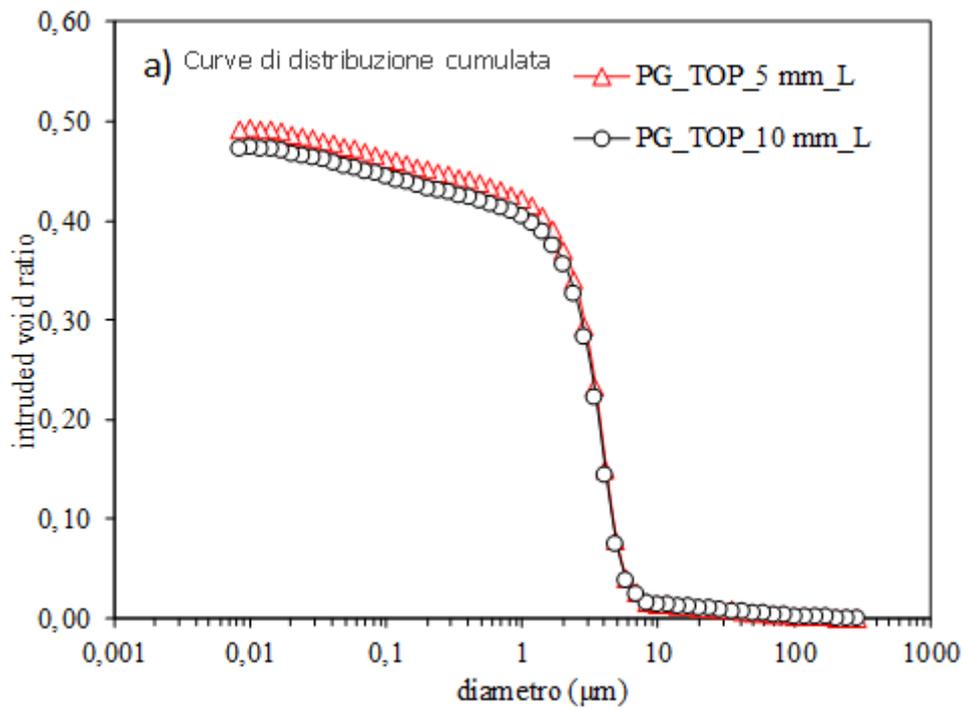


Figura 5.21

5.13 Peso specifico "apparente"

I risultati ottenuti sono riportati nella seguente Tabella 5.3:

Tabella 5.3. Valori dei pesi specifici "apparenti".

Peso Specifico da materiale non polverizzato	
<i>Campione</i>	<i>g/cm³</i>
SN-TOP	2.61
SN-BASE	2.77
PG-TOP	2.54
PB-BIANCHE	1.67

L'analisi dei risultati ottenuti, utilizzando materiale polverizzato e non polverizzato, ha evidenziato che il peso specifico di quest'ultimo risulta, in vario modo, inferiore a quello ottenuto nella procedura standard (con materiale polverizzato) tranne che per il valore del campione SNbase, sostanzialmente da subito (al tempo T_0) uguale a quello del dato "convenzionale" (tabella 5.4).

Per le SNtop e le PG, in pochi giorni di imbibizione, i valori di differenza percentuale lasciano intendere una convergenza verso i dati di confronto, mentre per le pomici bianche si può osservare che detta differenza risulta più accentuata.

I risultati emersi si possono attribuire alla fitta ed articolata distribuzione dei pori del materiale, la cui completa imbibizione può avvenire in tempi che possono essere da brevi (ore) a lunghi (diversi giorni), fino a molto lunghi (mesi) (*Whitham et al., 1986*), come accade nel caso di varie tipologie di pomici. In ogni caso, tale metodo empirico, seppur svolto in tempi parziali, ha indicato la presenza di una elevata interconnessione dei vuoti del materiale esaminato, così come evidenziato dalle analisi eseguite mediante micro-ct.

Tabella 5.4. Confronto tra pesi specifici "apparenti" e "reali" a vari *step* temporali e confronto con dati da micro-ct.

Sigla Campione	Non polverizzato g/cm ³ (T ₀)	Non polverizzato g/cm ³ (T ₁)	Polverizzato g/cm ³ (PS "reale")	Differenza percentuale tra non polverizzato e polverizzato	Dati da Microtomografia (porosità interconnessa)
SN-TOP	2.56	2.61 (6gg.)	2.88	10.34%	99%
SN-BASE	2.77	2.77 (----)	2.78	0.36%	
PG-TOP	2.08	2.54 (7 gg.)	2.73	7.48%	
PB-BIANCHE	1.42	1.67 (2 gg.)	2.46	47.30%	

5.14 Discussione

L'insieme dei dati ottenuti dalle varie analisi di laboratorio mostra una marcata variazione di tutte le caratteristiche strutturali/tessiture (granulometria, peso specifico, densità, porosità, conducibilità idraulica) in funzione della posizione stratigrafica (Tabella 5.5).

Tabella 5.5. Riepilogo dei dati derivanti dalle analisi di laboratorio.

		Misure Macroscopiche			
campione		n. 300 Clasti a campione			
		Granulometria	Peso Specifico (g/cm ³)	Densità (g/cm ³)	Porosità Tot. (%)
SNTOP	scorie nere top	Sabbia ghiaiosa	2,88 *		
SNBASE	scorie nere base	Sabbia con ghiaia	2,78 (2,78 *)	1,5	45 (34-62)
PGTOP	pomici grigie top	Ghiaia sabbiosa	2,72 (2,73 *)	1,24	48 (30-67)
PGBASE	pomici grigie base	Ghiaia con sabbia	2,4	0,6	75 (62-87)
PBTOP	pomici bianche top	Ghiaia con sabbia	2,4 (2,46 *)	0,47	80 (70-87)
PBBASE	pomici bianche base	Ghiaia sabbiosa	2,4 (2,46 *)	0,48	80 (70-87)
* = tesista 3					
		Microtomografia Campione ricostituito			
		Porosità Tot. (%)	Poros. Connessa (%)	Permeabilità (m ²)	Conducibilità idraulica (m/s)
SNTOP	scorie nere top	33,8	99	5,5E-10	5,39E-03
PGTOP	pomici grigie top	36,5	99	9,1E-09	8,92E-02
PBTOP	pomici bianche top	41	99		
PBBASE	pomici bianche base	43,4	98,5		
		Microtomografia Clasto Singolo Rappresentativo			
		Porosità Tot. (%)	Poros. Connessa (%)	Permeabilità (m ²)	Conducibilità idraulica (m/s)
				(g/viscosità cinematica)	
SNTOP	53	99	8,90E-13	1,00E+07	8,90E-06
SNBASE	55	99	4,50E-13		4,50E-06
PGTOP	69	98	4,09E-12		4,09E-05
PGBASE	75	99	2,60E-12		2,60E-05
PBTOP	74	99	1,40E-12		1,40E-05
PBBASE	73	99	2,70E-12		2,70E-05

Risulta evidente il nesso tra la dinamica eruttiva dell'evento pliniano attraverso il susseguirsi delle sue fasi, nella fattispecie l'eruzione delle *Pomici di Base* (22 ka), ed il meccanismo di deposizione dei materiali emessi. I prodotti piroclastici trasportati lungo la direzione in cui spirano i venti dominanti di alta quota, (NE nel caso dei materiali in oggetto), sono ricaduti (*fallout*) al suolo per effetto della gravità a diverse distanze, a seconda delle loro dimensioni e della velocità del vento; una fluttuazione dell'altezza della colonna ha potuto causare nella stessa area la caduta di piroclasti di dimensione diverse, determinando appunto la variabilità granulometrica e la conseguente stratificazione riscontrata. Le variazioni, invece, del peso specifico e della densità riscontrate (e, di conseguenza della porosità) sono correlate durante le fasi eruttive all'emissione di magmi a diversa composizione e grado di vescicolazione, passando infatti essi da magmi trachitici molto vescicolati (pomici bianche) a magmi trachitici-latitici mediamente vescicolati (pomici grigie), a magmi latitici trachibasaltici poco vescicolati (scorie nere). E' inevitabile che a tale complessiva variabilità, venuta a manifestarsi con la deposizione del materiale eruttato, se ne sia associata una conseguenziale relativa alla conducibilità idraulica dello stesso, quantificata dalle analisi sperimentali eseguite su campioni ricostituiti e su clasti singoli, capace di determinare una altrettanto variabile dinamica dei moti di filtrazione dell'acqua durante le precipitazioni.

Capitolo 6

Modellazione numerica del meccanismo di infiltrazione

6.1 Premessa

La successione stratigrafica tipo, ricostruita sulla base dei risultati del rilevamento di campagna, ad esclusione dello strato di suolo agrario e del substrato poiché non influenti rispetto al processo studiato, è stata utilizzata per lo sviluppo di simulazioni numeriche di infiltrazione dell'acqua meteorica ed avanzamento del fronte nei livelli stratigrafici al variare delle caratteristiche tessiturali (granulometria, porosità, conducibilità idraulica). In particolare, si è fatto riferimento alla sequenza stratigrafica descritta nel par. 4.3 i cui parametri tessiturali significativi, ottenuti mediante varie metodologie di analisi (cfr. cap. 5), sono riportati nella Tabella 5.5. Procedendo dal basso verso l'alto il modello numerico risulta così costituito:

- 1) *pomici bianche* con un contenuto subordinato in litici, per uno spessore di 1 m;
- 2) un livello di transizione di *pomici grigie* che verso l'alto diventano scoriacee, per uno spessore di 0.5 m;
- 3) un livello di *scorie nere* formato da lapilli scoriacei e subordinatamente da clasti litici massivi, per uno spessore di 2.5 m (Figura 6.1).

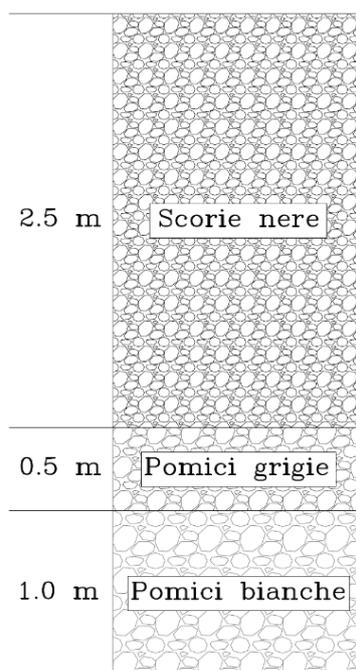


Figura 6.1. Sezione schematica della successione piroclastica esaminata.

Le analisi sono state finalizzate allo studio delle condizioni di formazione delle cosiddette barriere capillari che potrebbero potenzialmente generarsi al passaggio fra le coltri piroclastiche più fini a quelle più grossolane. A tal fine si è fatto riferimento a due diverse scale del modello, e precisamente:

- meso-scala (2D), utilizzando un *software open source* alle differenze finite sviluppato dall'U.S.G.S. (*VS2DTI*; <http://water.usgs.gov/software/>) basato sulle equazioni di Richards (*Lappala et al., 1987*) per la simulazione di processi di infiltrazione nei terreni insaturi;
- micro-scala (3D), utilizzando le immagini tomografiche elaborate con il *software open source OpenFOAM*, (Open Field Operation And Manipulation), implementato nel linguaggio di programmazione C++ per analisi fluidodinamiche.

6.2 Modellazione del comportamento delle "barriere capillari"

Una "barriera capillare" si forma in condizioni di parziale saturazione quando uno strato di terreno a granulometria fine è posto su di uno molto più permeabile, a causa dell'azione esercitata dalla tensione capillare che limita l'infiltrazione dell'acqua negli strati sottostanti (*Shackelford et al., 1994; Stormont & Anderson, 1999*) (Figura 6.2).

In tali condizioni, lo strato grossolano è generalmente caratterizzato da un grado di saturazione molto più basso rispetto allo strato soprastante più fine e, di conseguenza, sarà tipicamente caratterizzato da una conducibilità idraulica inferiore, anche se in condizioni sature presenta in assoluto valori più alti.

L'impedenza idraulica fornita dalla "barriera capillare" spinge lo strato soprastante a comportarsi come un recipiente per le acque infiltrate (*Khire et al., 2000*) (Figura 6.3) finché il contenuto d'acqua e le pressioni neutre, nello stato superiore, sono tali da rompere la barriera.

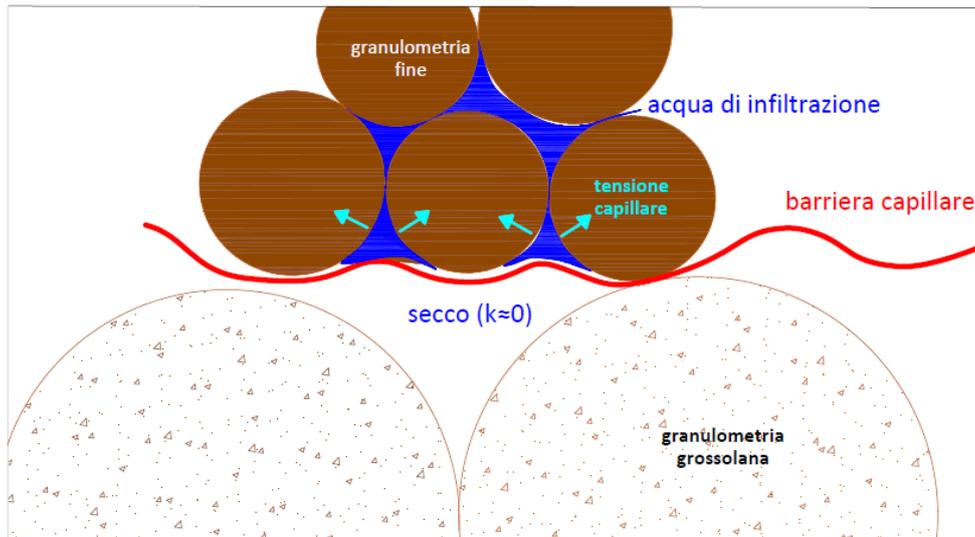


Figura 6.2. "Barriera capillare" all'interfaccia tra terreni a diversa conducibilità idraulica. Modificato da Mancarella et al. (2012).

L'aumento del contenuto d'acqua in prossimità dell'interfaccia dà luogo infatti ad una diminuzione del potenziale di suzione, fino a quando la conducibilità dello strato grossolano aumenta, rendendo possibile la percolazione dell'acqua.

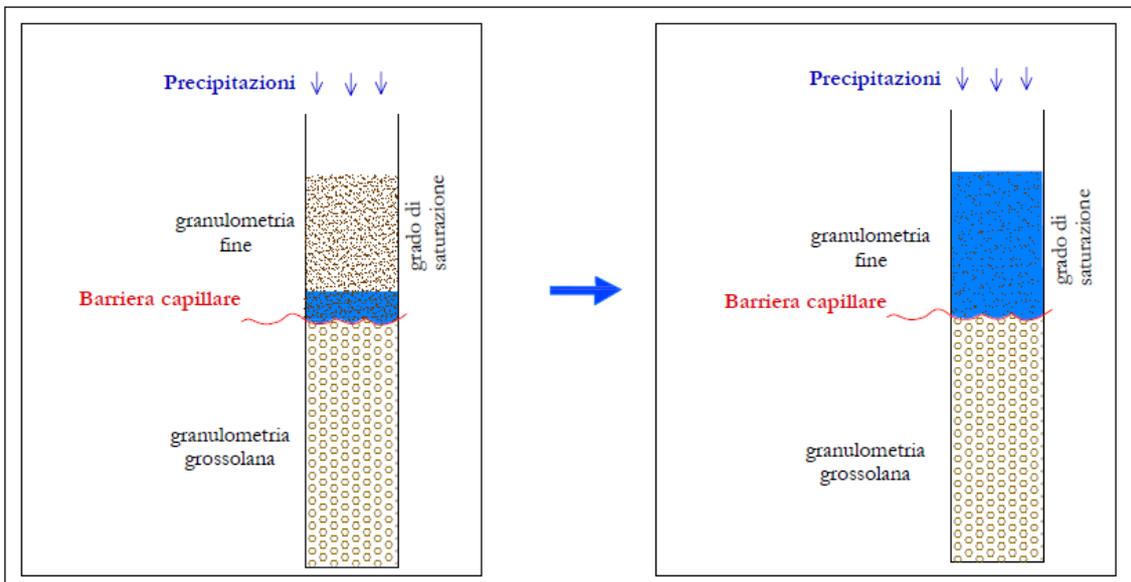


Figura 6.3. Comportamento degli strati di terreno durante la permanenza di una "barriera capillare". Modificato da Mancarella et al. (2012).

6.3 Modellazione bidimensionale

6.3.1 Il software VS2DTI – V. 1.3 (U.S.G.S.)

I risultati delle simulazioni numeriche relative alla successione di terreni piroclastici individuata come rappresentativa dell'area campione, come già accennato precedentemente, sono stati ottenuti utilizzando il software agli elementi finiti *VS2DTI – Version 1.3 (U.S.G.S)*, sviluppato per la modellazione matematica dei movimenti dei fluidi in un mezzo poroso, a grado di saturazione variabile, in due dimensioni.

Con esso è possibile simulare gli effetti delle precipitazioni su di un'area definita (*Domain*) e per la quale vengono fissate diverse condizioni al contorno, scalate rispetto alla condizione reale di sito; simulata una certa intensità di precipitazione, le analisi restituiscono la distribuzione delle pressioni, dei contenuti d'acqua e degli eventuali flussi che possono generarsi al suo interno.

Il software permette la gestione di problemi in cui parte del dominio delle soluzioni matematiche è saturo e parte è insaturo, analizzando problemi mono e bi-dimensionali con geometrie planari o cilindriche, attraverso una struttura modulare che permette agevolmente di modificare il modello fisico e geometrico.

L'equazione che descrive il moto dell'acqua sotto condizioni isothermali e isoaline è sviluppata dalla combinazione dell'equazione di conservazione della massa per l'acqua, con l'ausilio dell'equazione per il flusso del fluido e dell'immagazzinamento (*Lappala et al., 1987*), ed ha una struttura non lineare di tipo differenziale parziale; la sua soluzione non è ottenibile in forma chiusa e si deve pertanto procedere con un approccio numerico approssimato per il calcolo delle derivate spaziali e temporali. Queste approssimazioni risultano in un insieme di equazioni algebriche non lineari simultanee, le quali devono essere in primo luogo linearizzate e successivamente poi risolte.

Le condizioni iniziali richieste per la soluzione dell'equazione del flusso sono specificate dal contenuto d'acqua volumetrico iniziale o dalla suzione iniziale. Il programma calcola il contenuto d'acqua volumetrico o la suzione utilizzando una funzione appropriata tra quattro diverse equazioni algebriche per la rappresentazione delle curve di ritenzione idrica ed in particolare Gardner (*1958*), Brooks e Corey (*1964*) modificata da Haverkamp et al. (*1977*), van Genuchten

(1980) e Rossi-Nimmo (1994) (Figura 6.4). Per le simulazioni oggetto di questo studio è stata presa in considerazione l'equazione di van Genuchten (1980), la più utilizzata tra le espressioni disponibili.

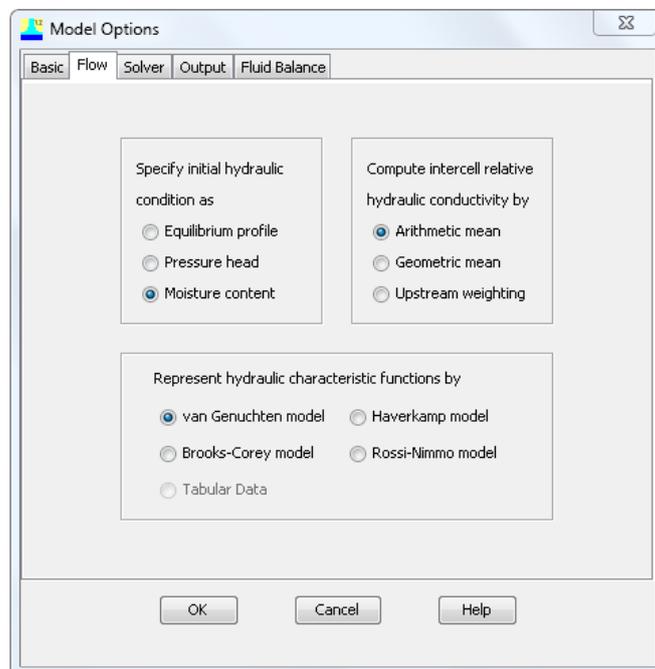


Figura 6.4. Individuazione dell'equazione di flusso.

Le condizioni al contorno (*Boundary condition*) possono essere definite con riferimento a quattro schematizzazioni predefinite:

- *Nessun flusso attraverso il contorno*: la componente del flusso in direzione normale al contorno è zero;
- *Flusso e potenziale specifico diversi*: flusso verso l'interno del dominio con direzione orizzontale, flusso verso l'interno del dominio con direzione verticale, flusso verso l'esterno del dominio con direzione orizzontale, flusso verso l'esterno del dominio con direzione verticale;
- *Infiltrazione laterale*: è un limite lungo il quale il liquido può lasciare il sistema; esso esiste lungo l'interfaccia tra la superficie del dominio e l'atmosfera.
- *Drenaggio a gravità*: indica che l'acqua può uscire verticalmente fuori da un blocco del dominio sotto l'influenza della gravità.

6.3.2 Implementazione del modello numerico

Una volta definito il dominio su cui effettuare le simulazioni (Figura 6.5), si determinano le diverse regioni corrispondenti a ciascun orizzonte che caratterizzano i terreni da discretizzare; nello specifico, si è ritenuto opportuno definire un dominio per un modello di infiltrazione a "colonna" che rispecchiasse nelle proporzioni verticali la sequenza di "sito" e fosse confinato lateralmente.

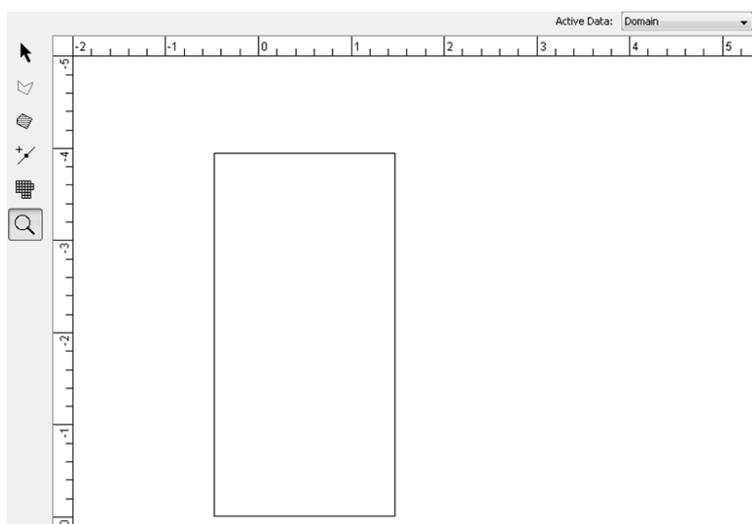


Figura 6.5. Individuazione dell'area di simulazione – Dominio -.

Attraverso la finestra *Textural Map* sono state quindi inserite le caratteristiche idrauliche degli orizzonti (Tabella 5.5) (conducibilità idraulica orizzontale [Sat Khh], rapporto di conducibilità idraulica orizzontale su quella verticale [Kzz/Khh], immagazzinamento specifico [Ss] e porosità [porosity]) ed infine le tre variabili necessarie per l'applicazione del modello di van Genuchten, contenuto di umidità residuo θ_r ed α [1/m] e β . Per la quantificazione di questi ultimi si è fatto riferimento a studi analoghi disponibili in letteratura (*Mancarella et al., 2012; Pirone et al. 2014; Damiano et al., 2017*) con particolare riferimento a De Vita et al. (2013).

Successivamente il programma permette l'impostazione dei punti di osservazione (*Observation points*), che nel nostro caso sono stati posizionati, in numero di quattro, al tetto dello strato delle *scorie nere* (punto 1), all'interfaccia superiore (punto 2) ed inferiore (punto 3) tra le scorie nere e le pomici grigie, al letto delle *pomici bianche* (punto 4) corrispondente al confine inferiore del dominio (Figura 6.6).

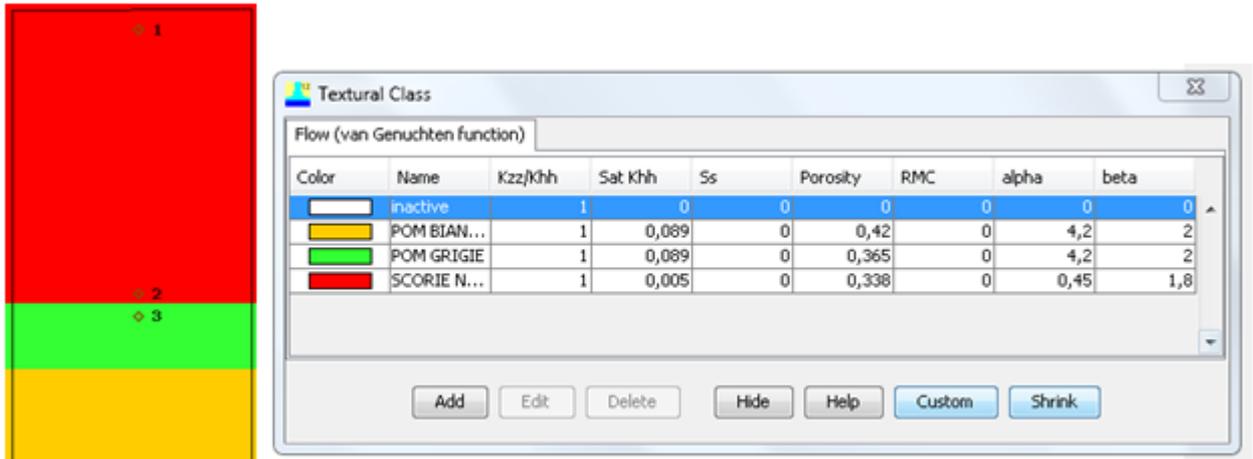


Figura 6.6. Fase di impostazione dei parametri per i rispettivi orizzonti del modello. Sono indicati i punti di osservazione.

Il *Postprocessor* consente di avviare la simulazione, dalle quali è possibile estrapolare dati, graficamente o numericamente, relativi a *Total Head*, *Pressure Head*, *Moisture Content*, *Saturation* e *Vector*, in funzione del parametro impostato per l'analisi. Una volta conclusa la simulazione è possibile osservare graficamente il risultato (Figura 6.7) ed utilizzare il relativo file di testo ASCII generato che riporta in formato numerico tutti i risultati necessari a sviluppare le successive analisi transitorie.

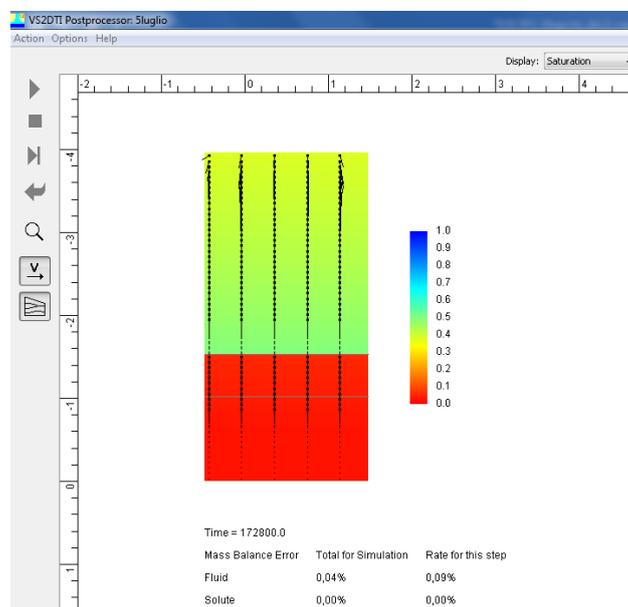


Figura 6.7. Modello di simulazione. Esempio di grafico relativo al parametro della saturazione al termine del processamento.

6.3.3 Risultati

Sono state effettuate diverse simulazioni (Tabella 6.1) sulla base del modello di infiltrazione a "colonna" di Figura 6.6; di seguito si riportano quelle ritenute più significative, in quanto maggiormente valide in termini di raggiungimento dell'errore limite di processamento (circa 5 %).

Le simulazioni, oltre a mantenere fissa la parametrizzazione idrologica di base e la durata di 48h (tranne che per un caso a 192h/8gg), sono state caratterizzate da:

- due intensità di pioggia
 - 5 mm/h
 - 50 mm/h;
- due condizioni di "uscita" nel dominio inferiore
 - *drenaggio a gravità*
 - *flusso in uscita inferiore a quello in entrata;*
- condizione iniziale "secca" del contenuto di acqua nei terreni
 - variabile da 1 a 5 %.

Tabella 6.1. Dati riassuntivi delle simulazioni.

Intensità di pioggia (mm/h)	Durata simulazione (h)	Uscita nel dominio inferiore
5	48	Drenaggio a gravità
5	192	Drenaggio a gravità
50	48	Drenaggio a gravità
5	48	Impermeabile relativo
0.6	240	Drenaggio a gravità

Nei risultati, il grafico originale del postprocessor è sempre riferito al tempo finale della simulazione ed al parametro della saturazione S_r , i cui valori vengono mostrati in dettaglio e confrontati col parametro del tempo nei relativi grafici diagrammati; l'effetto della "barriera capillare" si mostra in maniera evidente nelle simulazioni mostrate.

E' stata inoltre effettuata una ulteriore simulazione corrispondente ad un periodo temporale di 240 h, da considerare a carattere preliminare, che ha tenuto conto di una intensità di pioggia di 0.6 mm/h. Tale valore corrisponde a quello delle precipitazioni registrate nel maggio '98 sui monti di Sarno, distribuite in condizioni stazionarie in 10 giorni comprendenti anche il 5 e 6 maggio, giorni in cui si

verificarono le note e catastrofiche frane (*Di Crescenzo e Santo 1999; Cascini et al., 2003; Calcaterra et al., 2004; De Vita et al., 2012; 2013*). La simulazione è stata eseguita per valutare il processo di infiltrazione anche sulla base di intensità già registrate nello stesso contesto geomorfologico di quello oggetto di studio in concomitanza di dissesti franosi, in attesa però di una serie temporale più significativa delle piogge registrate dal sistema strumentale comunale (cfr. parag. 3.2).

In generale, come si può osservare in Figura 6.8, per una assegnata infiltrazione di pioggia, nel caso di formazione di una barriera capillare, dal tempo t_0 nello strato superiore (punto osserv. 2) comincia ad aumentare il grado di saturazione mentre all'interfaccia inferiore (punto osserv. 3) non si registra alcun aumento della saturazione rispetto al valore iniziale, in maniera analoga a quanto avviene per il limite inferiore (punto osserv. 4). Al tempo t_1 comincia a verificarsi la rottura della barriera (*breakthrough*), che determina un aumento della saturazione all'interfaccia inferiore, e l'innesco di un moto di filtrazione che raggiunge con uno sfasamento temporale anche il confine inferiore; la rottura evolve sempre più fino al passaggio dal regime transitorio della filtrazione a quello stazionario, in tutti i punti di osservazione.

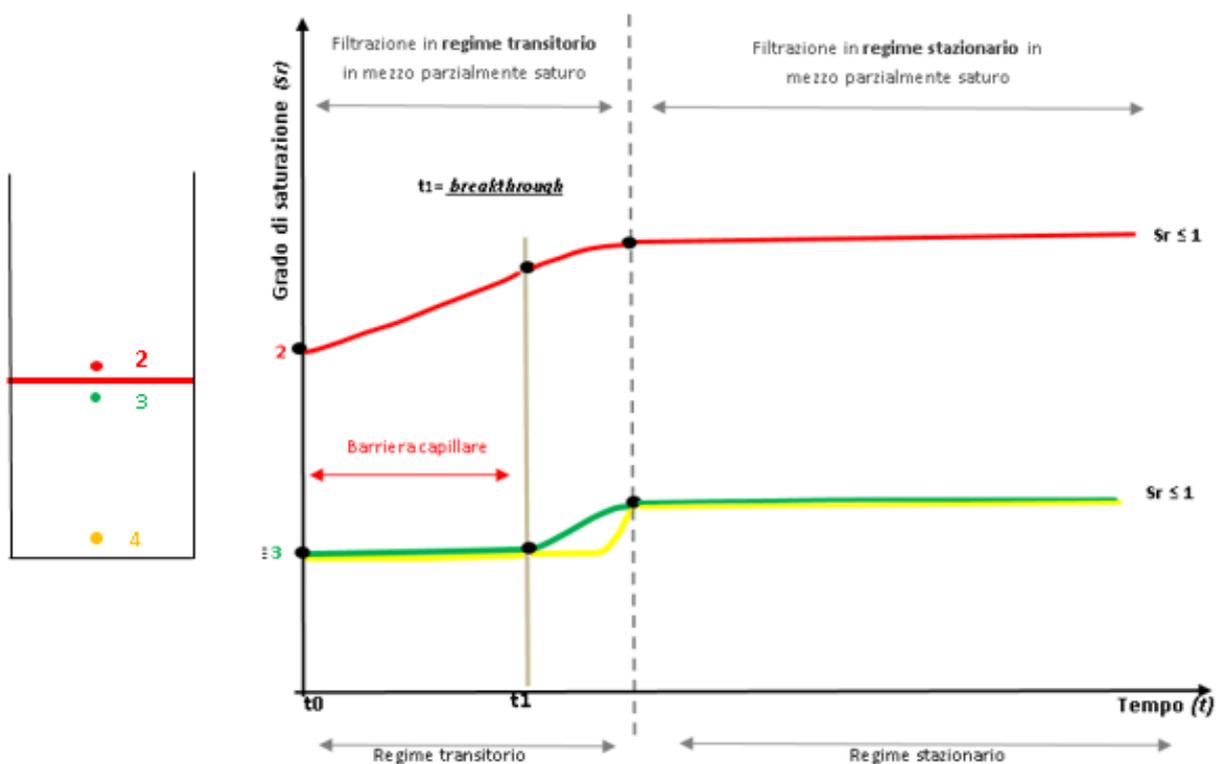


Figura 6.8. Schema di formazione di una barriera capillare

In particolare nelle Figure 6.9 e 6.11 (intensità di pioggia 5mm/h), si osserva un incremento costante del valore della saturazione localizzata a ridosso dell'interfaccia nello strato superiore (punto 2) per tutto il periodo della simulazione (48 h), raggiungendo circa il 50%; rispetto agli strati sottostanti invece, i valori della saturazione rimangono pressoché invariati (inferiori a 5%) (punto 3 e 4) confermando il funzionamento della "barriera". Con la simulazione prolungata a 192h (Figura 6.9) è stato osservato che la "barriera" comincia a perdere di efficacia dopo circa 40 h (punto osserv. 3) per poi raggiungere l'equilibrio stazionario a circa 100 h, con un grado di saturazione nello strato superiore di oltre il 70 %. In Figura 6.12 (intensità di pioggia 0,6 mm/h) l'andamento del fenomeno mostrato è analogo ai precedenti ma il grado della saturazione, a causa della bassa intensità, non supera il valore del 30 % pur se valutato su di un intervallo temporale di oltre 200 ore. Anche nella simulazione di Figura 6.10 (intensità di pioggia 50mm/h) si osserva chiaramente la formazione della "barriera" con un funzionamento efficace per una durata di 4h e parziale successivamente fino a 10h, determinando nello strato superiore una saturazione dell'85% che rimane stabile fino al termine; all'interfaccia inferiore (punto 3) dopo 4h comincia ad esserci un incremento della saturazione per filtrazione così come pure per il punto 4 dopo 10h, per poi stabilizzarsi il tutto con un valore del 20%.

Intensità di pioggia 5mm/h – Durata simulazione 48 h/192 h
 Drenaggio a gravità. Parametro osservato: saturazione (S_r)
 (terreni "secchi" - scarso contenuto d'acqua iniziale)

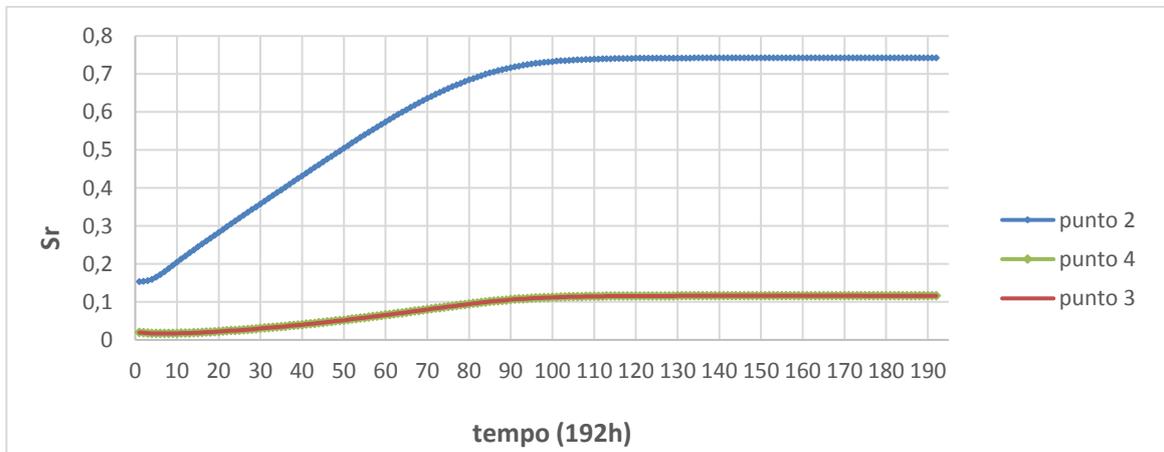
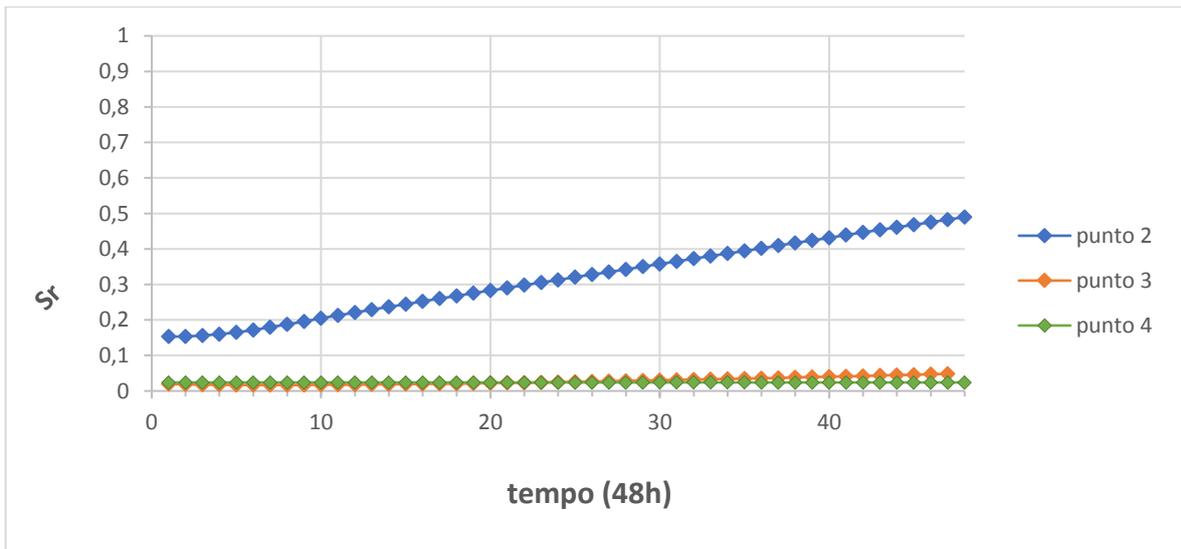
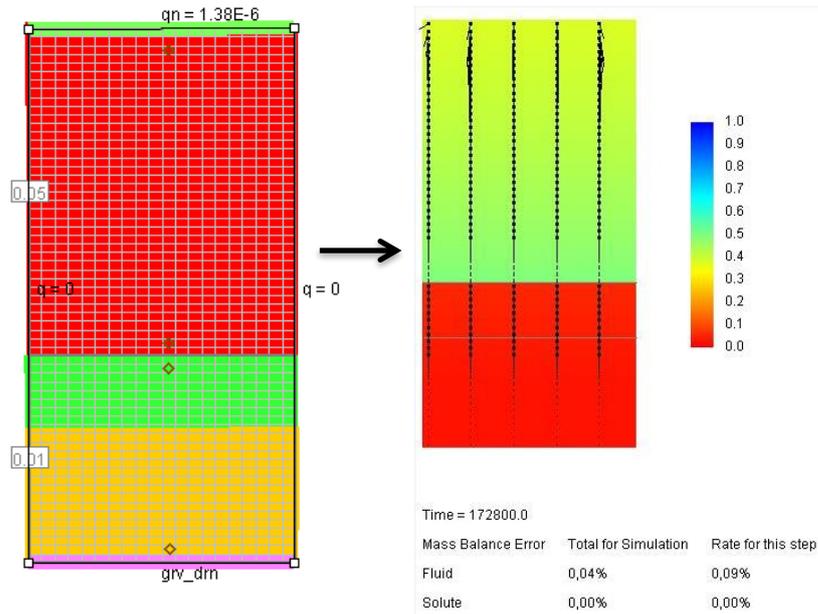


Figura 6.9

*Intensità di pioggia 50mm/h – Durata simulazione 48 h
 Drenaggio a gravità. Parametro osservato: saturazione (S_r)
 (terreni "secchi" - scarso contenuto d'acqua iniziale)*

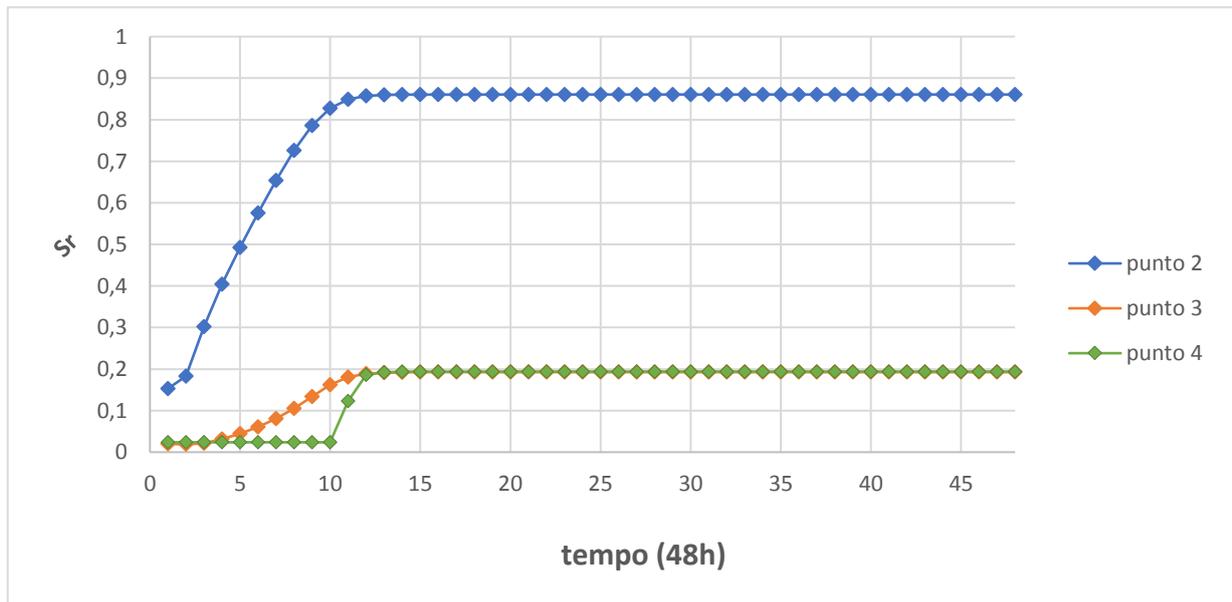
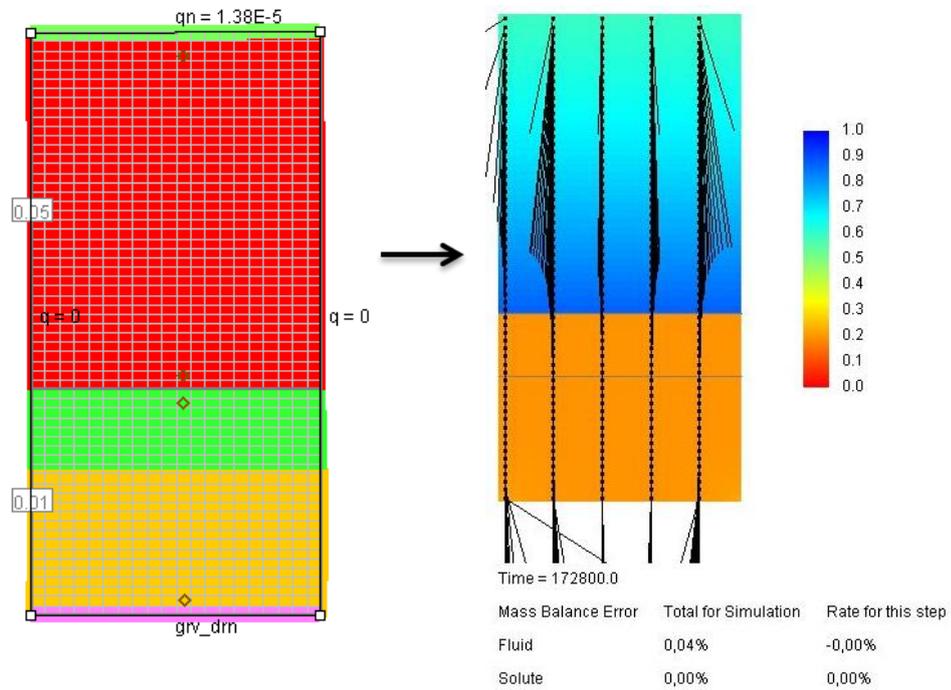


Figura 6.10

Intensità di pioggia 5mm/h – Durata simulazione 48 h
 Flusso verso esterno ("impermeabile relativo") < Flusso verso interno
 Parametro osservato: saturazione (S_r)
 (terreni "secchi" - scarso contenuto d'acqua iniziale)

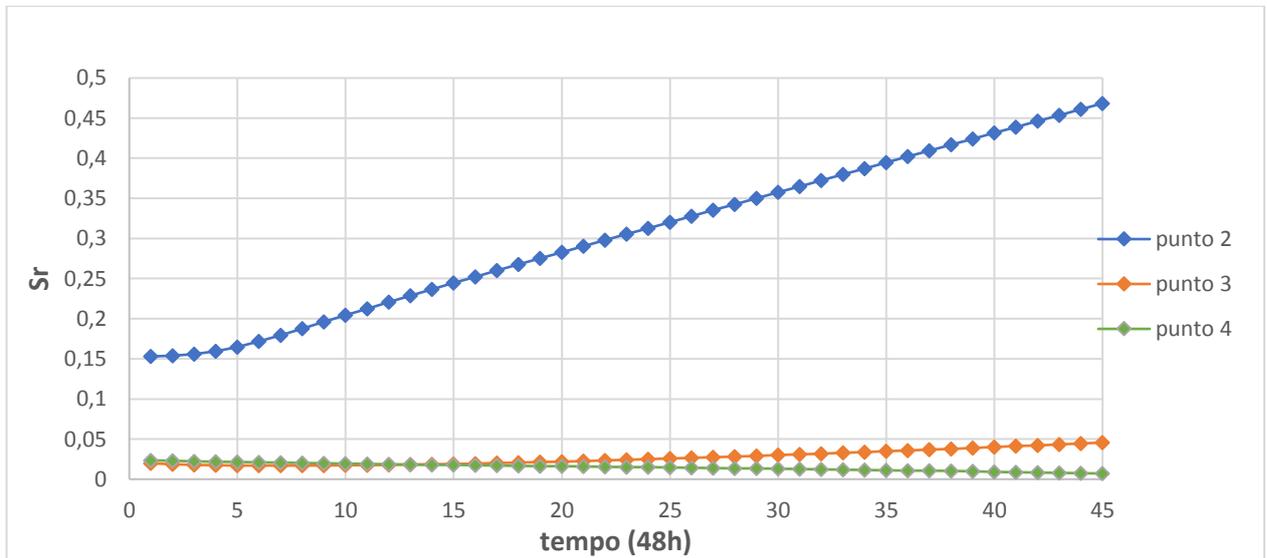
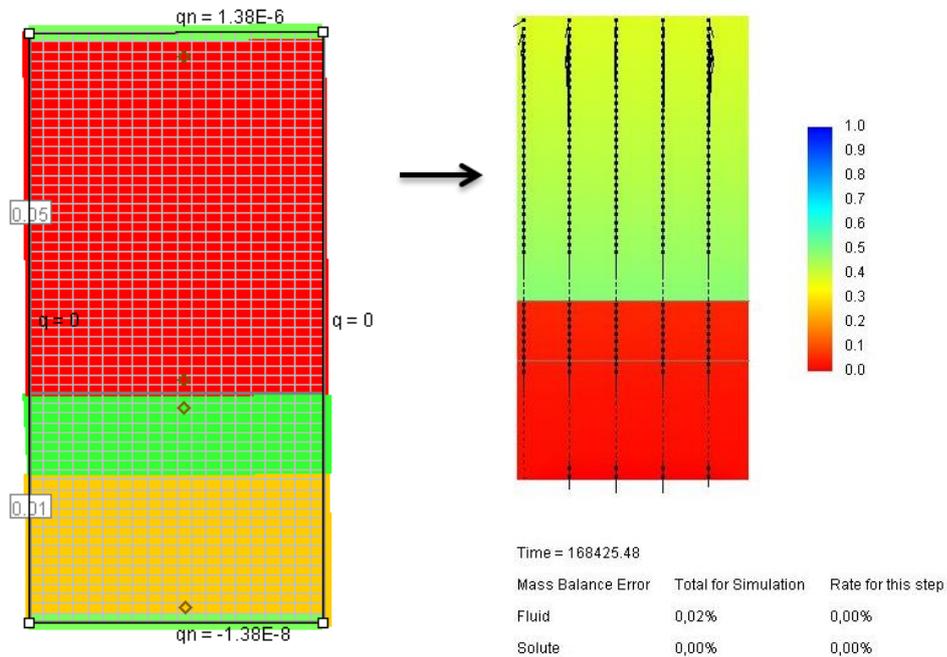


Figura 6.11

Intensità di pioggia 0,6 mm/h – Durata simulazione 240 h
Drenaggio a gravità. Parametro osservato: saturazione (S_r)
(terreni "secchi" - scarso contenuto d'acqua iniziale)

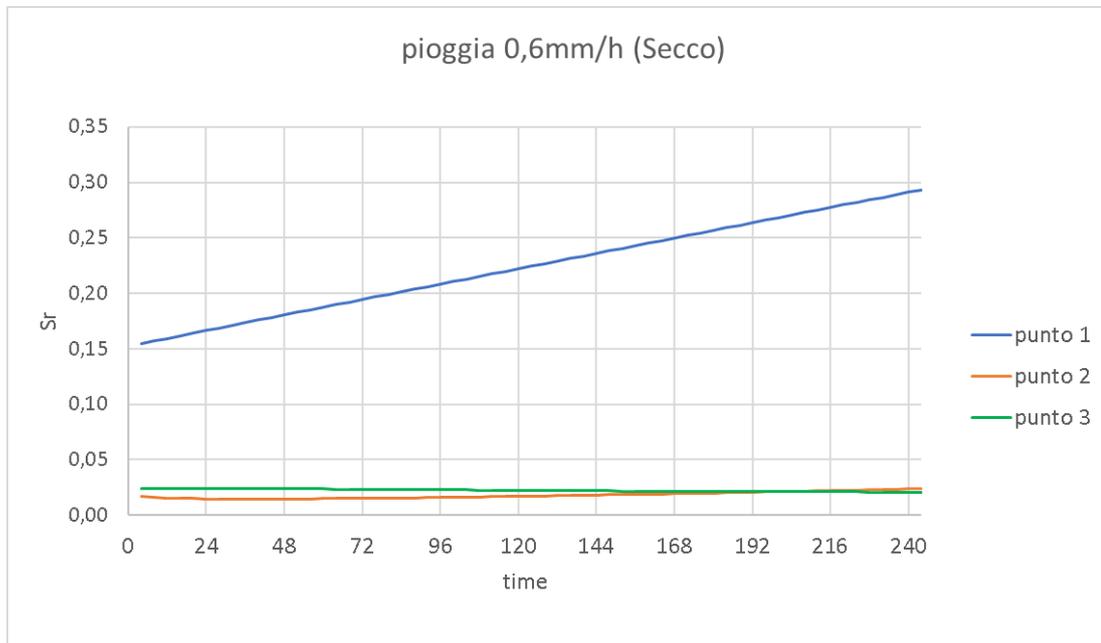


Figura 6.12

6.4 Modellazione tridimensionale

6.4.1 Il software OpenFOAM

OpenFOAM è una *library* del linguaggio C++ utilizzata principalmente per creare file eseguibili, noti come *applications*. Le *applications* possono dividersi in due categorie: le *solvers*, che sono concepite con lo scopo di risolvere problemi di meccanica continua; e le *utilities*, che sono progettate per risolvere problemi in cui sia necessario manipolare più dati.

In OpenFOAM sono presenti due ambienti: uno di *pre-processing* e l'altro di *postprocessing*; entrambi sono delle *utilities* dello stesso. In breve, gli *step* che si seguono sono così riassumibili:

- *Pre-processing*: è in questa fase che si genera la *mesh*, che si assegnano tutte le caratteristiche del problema e le condizioni iniziali al contorno.
- *Solving*: è la fase durante la quale, a partire dalle equazioni che si intende risolvere, si avviano le computazioni del problema. A seconda delle caratteristiche

di quest'ultimo vengono create tante cartelle quante sono gli *step* temporali di salvataggio richiesti dall'utente nel *pre-processing*.

- *Post-processing*: qui, con l'ausilio del *software* di visualizzazione ParaView, che è anch'esso un programma *open source*, sul quale si appoggia OpenFOAM, è possibile condurre visualizzazioni scientifiche statiche e di tipo interattivo.

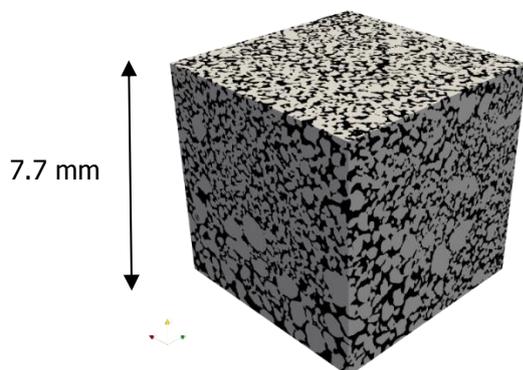
6.4.2 Modellazione numerica preliminare con OpenFOAM e risultati

Per la simulazione del processo di infiltrazione alla scala dei pori, l'interfaccia tra le scorie nere SN e le pomici grigie PG è stata ricostruita numericamente utilizzando le immagini tomografiche ottenute dalle scansioni eseguite sul materiale prelevato in sito, opportunamente segmentate (Figura 6.13). La continuità del modello è stata ottenuta sovrapponendo semplicemente le immagini relative ai due campioni a diversa granulometria e porosità; il software ha eseguito la connessione numerica dell'interfaccia, non rendendo quindi necessari aggiustamenti della geometria.

Scorie Nere (SN):

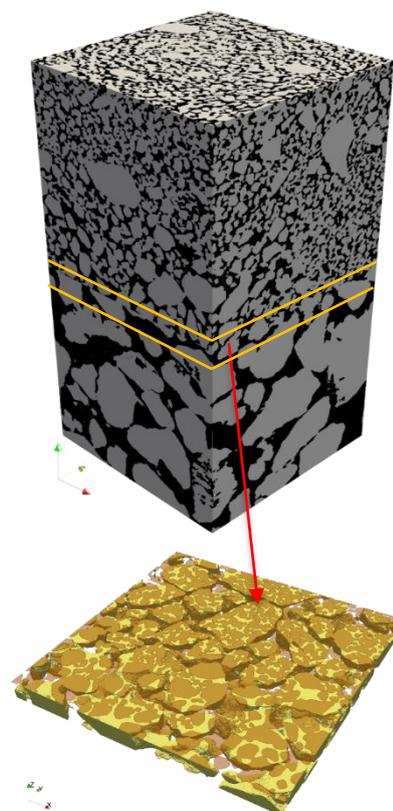
porosità inter-granulare = 33.79%

porosità inter-granulare connessa = 33.71%



SN + PG

porosità inter-granulare connessa = 34.40%



Pomici Grigie (PG):

porosità inter-granulare = 36.08%

porosità inter-granulare connessa = 35.09%

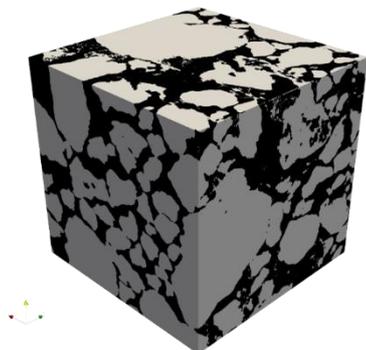


Figura 6.13. Creazione campione dell'interfaccia dalle immagini tomografiche

Trattandosi di una simulazione preliminare, per apprezzare il fenomeno atteso è stata utilizzata un'intensità di pioggia pari a 500 mm/h (molto intensa), allo scopo di aumentare la velocità di infiltrazione e ridurre i tempi computazionali. Di seguito si rappresentano alcune immagini della simulazione effettuata che mostrano l'infiltrazione dell'acqua nel mezzo poroso ricostruito assieme al profilo verticale di saturazione mediato sulla sezione trasversale.

*Intensità di pioggia: 500 mm/h; Inizialmente "secco" (saturazione = 0)
Superficie pomici idrofila (water-wet); Porosità intergranulare*

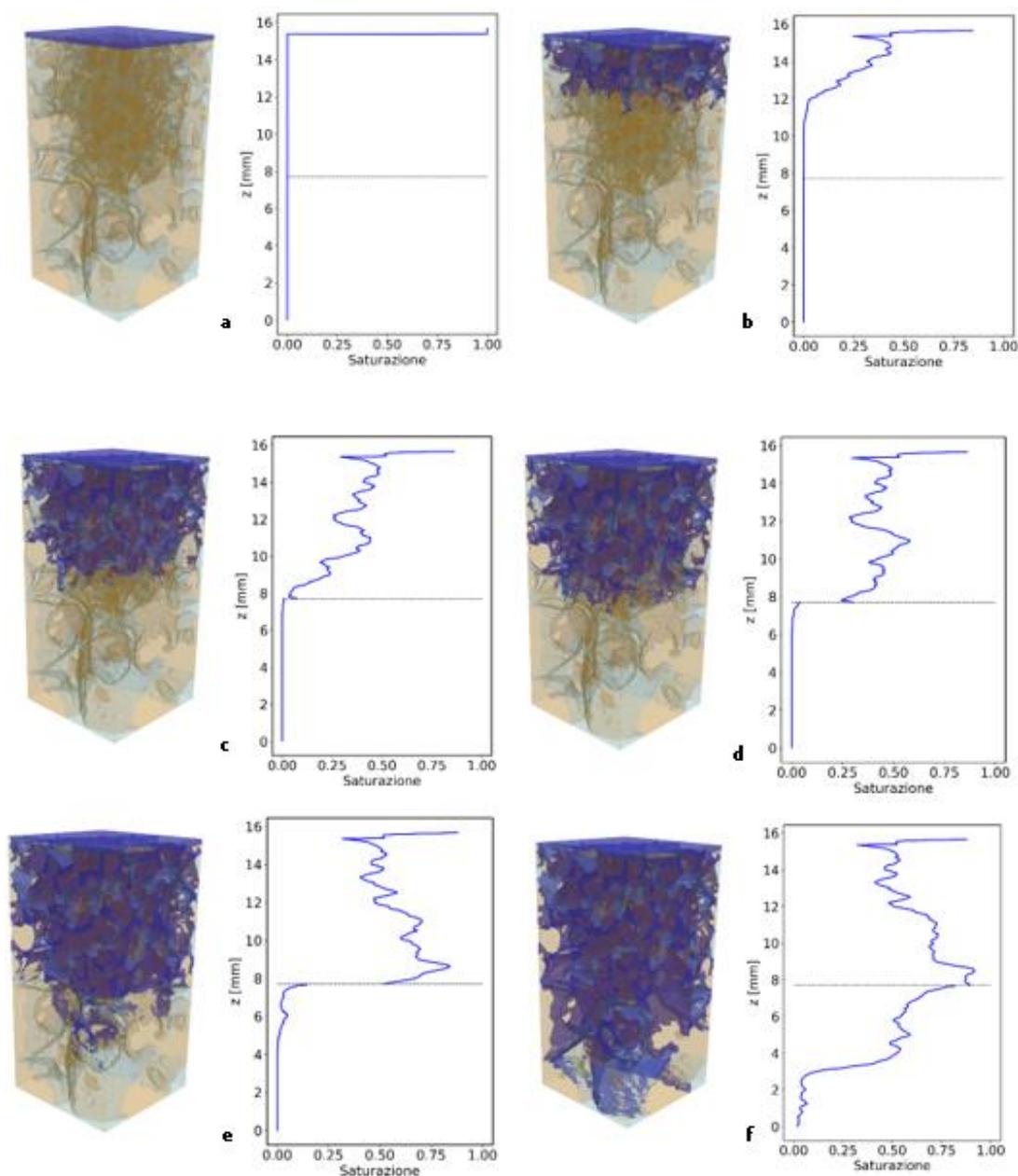


Figura 6.14. Andamento spazio-temporale del profilo di saturazione. **a)** inizio della simulazione; **b)** all'interfaccia sup. aumenta il grado di sat.; **c)** si forma la barriera capillare; **d)** "funziona" la barriera capillare, il grado di sat. aumenta solo all'interfaccia sup.; **e)** c'è il *breakthrough* della barriera; **f)** l'infiltrazione si propaga anche all'interfaccia inf.

6.5 Discussione

Le modellazioni eseguite hanno consentito di evidenziare come il particolare assetto stratigrafico e le caratteristiche intrinseche e di permeabilità delle coltri piroclastiche esaminate consentano in determinati casi la formazione ed il perdurare di una "barriera capillare" al passaggio fra i materiali a granulometria più fine a quelli sottostanti a granulometria più grossolana.

In particolare, nel caso delle simulazioni alla meso-scala (2D) con piogge di lunga durata e bassa intensità (5mm/h), con terreni iniziali "secchi", si è osservato che la "barriera" funziona per molte ore (oltre 48 h) (meno invece con pioggia più intensa – circa 10 h) e risulta quindi favorito l'accumulo di acqua negli strati più superficiali fino ad una saturazione molto alta (85%) con conseguente decrescita della suzione, parametro quest'ultimo che assume un ruolo particolarmente importante per l'equilibrio delle masse piroclastiche (cfr. par. 2.6).

La simulazione alla micro-scala (3D) (Figura 6.14) è stata caratterizzata da un'analisi semiquantitativa al fine di constatare l'occorrenza del fenomeno; i risultati della simulazione 3D non sono pertanto direttamente confrontabili con quelli della 2D. Quest'ultima, infatti, è stata condotta alla scala della successione stratigrafica considerata in sito, permettendo di rilevare il fenomeno a partire da un modello numerico quantitativo. Nella simulazione 3D, invece, come detto, la scala di analisi del problema è stata limitata alla sola interfaccia tra i livelli per poter "apprezzare" la formazione della barriera capillare ma non gli aspetti connessi all'immagazzinamento nei vari strati; tale tipo di modellazione ha però tenuto conto della reale caratterizzazione dell'interfaccia, senza dover ricorrere a predeterminati valori del coefficiente di conducibilità idraulica in condizione di parziale o totale saturazione.

Le simulazioni 3D confermano, quindi, la formazione di barriere capillari all'interfaccia tra pomici grigie e scorie nere con un *breakthrough* corrispondente ad un grado di saturazione elevato (> 50%) nel mezzo più fine (scorie nere).



Capitolo 7

Conclusioni

L'obiettivo di questo progetto di ricerca ha riguardato la definizione, attraverso una modellazione geologico-tecnica, dei principali parametri di innesco dei fenomeni franosi a cinematica rapida che coinvolgono le coltri piroclastiche di alcuni contesti geologici della Campania. In particolare l'area di studio, posta ai margini orientali della Piana Campana, ha interessato i versanti del territorio comunale di Palma Campania, parte della più ampia dorsale carbonatica dei Monti di Sarno.

Durante il rilevamento geologico sono state cartografate delle frane relativamente recenti con movimento iniziale del tipo scorrimento traslativo (*Cruden & Varnes, 1996*), che non hanno avuto, per il momento, una tipica evoluzione a "flusso". L'osservazione di queste frane ha permesso di comprendere – attraverso analisi alla scala microscopica mai utilizzate in precedenza - che una delle cause in grado di determinare la rottura iniziale, è dovuta alla significativa variazione di porosità e di permeabilità al passaggio tra livelli di pomici grigie e scorie scure. Nel caso in esame si tratta di depositi da *fallout* in giacitura primaria a diversa granulometria e grado di vescicolazione, che si possono attribuire all'eruzione vesuviana delle cosiddette *Pomici di Base* datata circa 22 ka (*Santacroce et al., 2008*), e che nel dettaglio sono costituiti dal basso verso l'alto da un livello di pomici bianche, un livello di transizione di pomici grigie, un livello di scorie scure (*Bertagnini et al. 1998; Landi et al. 1999*). Per comprendere tali meccanismi di innesco dei fenomeni franosi, sono stati prelevati dei campioni a diverse altezze stratigrafiche per sottoporli sia ad analisi con metodi convenzionali per granulometria, peso specifico e densità, sia con metodologie innovative, come la microtomografia a RX (micro-ct), per porosità e conducibilità idraulica.

L'osservazione di campagna, le analisi convenzionali e quella innovativa della micro-ct hanno evidenziato una variabilità della granulometria, del peso specifico e della densità dei materiali lungo la successione piroclastica esaminata ed hanno permesso l'identificazione e la quantificazione della porosità totale e di quella connessa e della conducibilità idraulica sia per campioni ricostituiti che per singoli clasti (cfr. tab. 5.5).

I risultati ottenuti hanno condotto all'ipotesi che al passaggio tra le pomici grigie e le scorie nere (corrispondente alle superfici di rottura degli inneschi iniziali osservati in campagna), sia possibile la formazione di "barriere capillari" (come definite da *Shackelford et al., 1994*) nel corso dei fenomeni di infiltrazione entro livelli di piroclastiti non sature a differente granulometria.

Tale ipotesi, che per le metodologie adottate contiene aspetti certamente originali, è stata sottoposta a verifica, sulla base della successione stratigrafica tipo, tramite simulazioni numeriche che hanno consentito di ricostruire il processo d'infiltrazione dell'acqua meteorica con l'avanzamento del fronte nei livelli stratigrafici al variare delle caratteristiche tessiturali (granulometria, porosità, conducibilità idraulica).

Per le simulazioni numeriche sono stati considerati due modelli a differente scala:

- meso-scala (2D), utilizzando il *software VS2DTI open source* alle differenze finite sviluppato dall'U.S.G.S. per la simulazione di processi di infiltrazione nei terreni insaturi;
- micro-scala (3D) sulle immagini tomografiche segmentate, utilizzando il *software open source OpenFOAM*, (Open Field Operation And Manipulation) per analisi fluidodinamiche.

In particolare, nel caso delle simulazioni alla meso-scala (2D) con piogge di lunga durata e bassa intensità (5mm/h), con terreni inizialmente "secchi", si è osservato che la barriera permane per molte ore (oltre 48 h) (meno invece con pioggia più intensa – circa 10 h), favorendo l'accumulo di acqua negli strati più superficiali fino ad una saturazione elevata (85%) con conseguente diminuzione della suzione, variabile quest'ultima che assume un ruolo particolarmente importante per l'equilibrio delle masse piroclastiche (cfr. par. 2.6).

Le simulazioni alla micro-scala (3D) confermano la formazione di barriere capillari all'interfaccia tra pomici grigie in basso e scorie nere in alto con un *breakthrough* corrispondente ad un grado di saturazione elevato (> 50%) nel mezzo a granulometria più fina (scorie nere).

I risultati ottenuti dalle simulazioni avvalorano il modello interpretativo proposto in questo lavoro di dottorato, in grado di spiegare fenomeni di instabilità in coltri piroclastiche parzialmente sature attraverso l'analisi del processo di infiltrazione, grazie ad una più dettagliata caratterizzazione della stratigrafia locale, fino alla micro-scala.

Sviluppi futuri riguarderanno essenzialmente:

- l'approfondimento delle simulazioni numeriche eseguite considerando intensità di pioggia più vicine ai valori reali di sito rispetto a quelle utilizzate;
- l'analisi dell'effetto della doppia porosità dei materiali esaminati (intragranulare ed intergranulare) (*Whitham & Sparks, 1986; Esposito & Guadagno, 1998*), sul processo di infiltrazione.

A tale ultimo scopo è in fase di progetto un esperimento per l'esecuzione di prove su campioni ricostituiti rappresentativi della stratigrafia oggetto di studio mediante tomografie dinamiche (4D) a neutroni, in collaborazione con il Laboratorio 3SR di Grenoble (FR). Con tale tecnica sarà possibile osservare la formazione della barriera capillare all'interfaccia fra materiali a granulometria differente durante un processo di infiltrazione standard con riferimento alla micro-scala. Le conseguenze di tale sperimentazione consentiranno di chiarire i meccanismi di innesco di frane a cinematica rapida caratteristiche delle formazioni studiate, con la conseguente possibilità di migliorare la previsione di accadimento degli eventi.

L'obiettivo non solo di questo progetto di dottorato infatti ma di chi si occupa di frane in generale, non è solo quello di conoscere come esse si innescano ma anche dove e magari quando; ciò permetterebbe quindi di introdurre invece della "susceptibilità/pericolosità relativa", il concetto della "pericolosità" intesa come individuazione dei tempi di ritorno del fenomeno. Il caso-studio considerato, inoltre, con la sua area-campione potrebbe diventare un laboratorio di campo multiscala sia per la definizione della distribuzione dei depositi delle eruzioni che della caratterizzazione geologico-tecnica dei vari livelli di tali depositi, per valutare ed assegnare nuovi pesi ai vari metodi in uso (euristici- deterministici-statistici) per la definizione della susceptibilità a franare in questi particolari e complessi contesti geomorfologici.



Bibliografia

Bertagnini A., Landi P., Rosi M., Vigliargio, A. (1998). The Pomici di Base plinian eruption of Somma-Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83(3-4), 219-239.

Bianco F., Castellano M., Milano G., Ventura G., Vilardo G. (1998). The Somma–Vesuvius stress field induced by regional tectonics: evidences from seismological and mesostructural data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 82 (1-4), 199-218.

Brancaccio I., Cinque A., Russo F., Sgambati D. (2000). Le frane del 5-6 maggio 1998 sul gruppo montuoso Pizzo d'Alvano (Campania): osservazioni geomorfologiche sulla loro distribuzione e sulla dinamica delle connesse colate.

Brooks R.H. and A.T. Corey (1964) - Hydraulic properties of porous media. Colorado State University, Hydrology Paper, N° 3, March.

Budetta P., De Riso R. (2004). The mobility of some debris flows in pyroclastic deposits of the northwestern Campanian region (southern Italy). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 63 (4), 293-302.

Calcaterra D., Parise M., Palma B., Pelella L. (2000). The influence of meteoric events in triggering shallow landslides in pyroclastic deposits of Campania, Italy. *Landslides in Research, Theory and Practice: Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides held in Cardiff on 26–30 June 2000*. 1: 209-214.

Calcaterra D., Coppin D., De Vita S., Di Vito MA., Orsi G., Palma B., Parise M. (2007). Slope processes in weathered volcanoclastic deposits within the city of Naples: The Camaldoli Hill case. *Geomorphology* 87 (3), 132-157.

Calcaterra D., De Riso R. & Santo A. (2003) – Landslide hazard and risk mapping: experiences from Campania, Italy. *Proc. Intern. Conf. On Fast Slope Movements: Prediction and Prevention for Risk Mitigation*, 1: 63-70. Naples: Patron Editore.

Calcaterra D., Parise M., Palma B., Pelella L. (1999). The May 5th 1998, landsliding event in Campania (southern Italy): inventory of slope movements in the Quindici area. *Proceedings of international symposium on slope stability engineering, IS, Shikoku vol. 99* 8-11.

Calcaterra D. & Santo A., (2004) - The January 10, 1997 Pozzano Landslide, Sorrento Peninsula, Italy. *Eng. Geol.*, 75: 181-200.

Carotenuto, F., Angrisani, A. C., Bakthiari, A., Carratù, M. T., Di Martire, D., Finicelli, G. F. & Calcaterra, D. (2017). A new statistical approach for landslide susceptibility assessment in the urban area of Napoli (Italy). In *Workshop on World Landslide Forum* (pp. 881-889). Springer, Cham.

Carrieri G. Tesi di dottorato di ricerca in Ingegneria geotecnica XXV ciclo – Caratterizzazione di depositi piroclastici saturi e parzialmente saturi.

Cascini L, Sorbino G, Cuomo S. (2003) Modelling of flowslide triggering in pyroclastic soil. In: Picarelli L (ed) *Proceedings of the international conference on “Fast Slope Movements—Prediction and Prevention for Risk Mitigation”*, 11–13 May 2003 Napoli, Italy, vol 1. Patron Editore, Bologna, pp 93–100.

Cascini L., Sorbino G., Cuomo S., Ferlisi S. (2014). Seasonal effects of rainfall on the shallow pyroclastic deposits of the Campania region (southern Italy). *Landslides*, 11(5), 779-792.

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

Celico, P., Esposito, L., Ghiara, M. R., Piscopo, V., Stanzione, D., Caliro, S., & La Gioia, P. (1998). Caratterizzazione idrogeologica e idrogeochimica dell'area vesuviana.

-
- Chiessi, V., D'Orefice, M., Superbo, S. (2003). Geophysical surveying of slopes affected by debris flows: the case of S. Felice a Cancellò (Caserta, Southern Italy). *Annals of Geophysics*.
- Cioni, R., Bertagnini, A., Santacroce, R. & Andronico, D. (2008). Explosive activity and eruption scenarios at Somma-Vesuvius (Italy): towards a new classification scheme. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(3), 331-346.
- Cioni, R., Santacroce, R., & Sbrana, A. (1999). Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius Caldera. *Bulletin of Volcanology*, 61(4), 207-222.
- Cnudde V. e Boone M. N. (2013). High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: A review of the current technology and applications. *Earth-Science Reviews*, 123, 1–17.
- Conticelli S., Melluso L., Perini G., Avanzinelli R., Boari E. (2004). Petrologic, geochemical, and isotopic characteristics of potassic and ultrapotassic magmatism in Central-Southern Italy: inferences on its genesis and on the nature of mantle sources. *Periodico di Mineralogia* 73, 153–164.
- Cruden, D. M. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 43(1), 27-29.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3-Landslide types and processes. *Transportation research board special report*, (247).
- Damiano E., Greco R., Guida A., Olivares L., Picarelli L. (2017). Investigation on rainwater infiltration into layered shallow covers in pyroclastic soils and its effect on slope stability. *Engineering Geology*.
- Damiano, E., Mercogliano, P., Netti, N., & Olivares, L. (2012). A "simulation chain" to define a Multidisciplinary Decision Support System for landslide risk management in pyroclastic soils. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(4), 989-1008.
- De Natale, G., Troise, C., Pingue, F., Mastrolorenzo, G., & Pappalardo, L. (2006). The Somma-Vesuvius volcano (Southern Italy): structure, dynamics and hazard evaluation. *Earth-Science Reviews*, 74(1-2), 73-111.
- De Riso R., Budetta P., Calcaterra D., Santo A. (1999) – Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano. Convegno su "Previsione e prevenzione di movimenti franosi rapidi", Trento 17-19 giugno 1999, GEAM.
- De Riso R., Budetta P., Calcaterra D., Santo A. (2007). Riflessioni sul comportamento delle colate rapide non incanalate della Campania, alla luce delle conoscenze pregresse. *Atti del Conv. "La mitigazione del Rischio da colata di fango a Sarno e negli altri comuni colpiti dagli eventi del maggio 1988"*. Commissariato di Governo per l'Emergenza Idrogeologica in Campania. 81-92.
- De Vita P., Di Clemente E., Rolandi M., Celico P. (2007). Engineering geological models of the initial landslides occurred on april 30 2006, at the Mount of Vezzi (Ischia island, Italy). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*.
- De Vita P., Di Maio R., Piegari E. (2012). A study of the correlation between electrical resistivity and matric suction for unsaturated ash-fall pyroclastic soils in the Campania region (southern Italy). *Environmental earth sciences* 67 (3), 787-798.
- De Vita P., Napolitano E., Godt JW, Baum RL (2013). Deterministic estimation of hydrological thresholds for shallow landslide initiation and slope stability models: case study from the Somma-Vesuvius area of southern Italy. *Landslides* 10 (6), 713-728.
- Del Prete, M., Guadagno, F. M., & Hawkins, A. B. (1998). Preliminary report on the landslides of 5 May 1998, Campania, southern Italy. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57(2), 113-129.
- Di Crescenzo, G., Santo, A. (1999). Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento-colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 22(14), 57-72.

-
- Di Crescenzo, G., De Falco, M., Iervolino, V. E., Rinaldi, S., Santangelo, N. (2008). Proposta di un nuovo metodo semiquantitativo per la valutazione della suscettibilità all'innesco di colate rapide di fango nei contesti carbonatici della Campania. *Italian Journal of Engineering Geology*, 1, 61-77.
- Di Martire D., De Rosa M., Pesce V., Santangelo M. A., Calcaterra D.,(2012). Landslide hazard and land management in high-density urban areas of Campania region, Italy. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 905–926.
- Dimarco G., Di Quarto M., Fiorillo F., Mancarella D., Simeone V. (2007). Analisi degli effetti di barriera capillare nell'attivazione di debris-avalanches in coltri piroclastiche. *Giornale di Geologia Applicata*, 6, 3-8.
- Esposito L. & Guadagno F.M. (1998). Some special geotechnical properties of pumice deposits. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Volume 57, pp. 41-50.
- Fiorillo F., Guadagno FM., (2000). Analysis of rainfall patterns triggering reactivations of a large landslide in Pleistocene clay in Molise (Italy). *Proc. of the 8th Int. Symp. on Landslides in research, theory and practice, Cardiff (V.2 553-558)*.
- Fusco, F., Allocca, V., & De Vita, P. (2017). Hydro-geomorphological modelling of ash-fall pyroclastic soils for debris flow initiation and groundwater recharge in Campania (southern Italy). *Catena*, 158, 235-249.
- Gardner, W. R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil science*, 85(4), 228-232.
- Guadagno FM., Palmieri M., Siviero V., Vallario A. (1988). La frana di Palma Campania. *Geologia tecnica* 4, 18-29.
- Guzzetti F, Mondini AC, Cardinali M, Fiorucci F, Santangelo M, Chang KT (2012). Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews* 112 (1-2), 42-66.
- Hungr, O., Evans, S. G., & Hutchinson, I. N. (2001). A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3), 221-238.
- Hutchinson J.N. (1988). General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrogeology. *Proceedings of 5th International Symposium on Landslides, Lausanne*, 1, pp. 3-35.
- Infante, D., Di Martire, D., Confuorto, P., & Ramondini, M. (2019, July). Planning and Monitoring of Mitigation Measures in a Landslide-Affected Area Through Numerical Modelling, Conventional and Satellite Data. In *National Conference of the Researchers of Geotechnical Engineering* (pp. 23-32). Springer, Cham.
- Iverson RM., (1997). The physics of debris flows. *Reviews of geophysics* 35 (3), 245-296.
- Khire MV, Benson CH, Bosscher PJ (2000). Capillary barriers: design variables and water balance. *J eotech Geonviron Eng* 126(8):695–708 land management in high-density urban areas of Campania region, Italy. *Nat. Hazards Earth Syst.*
- Landi P., Bertagnini A., Rosi M. (1999). Chemical zoning and crystallization mechanisms in the magma chamber of the Pomici di Base plinian eruption of Somma-Vesuvius (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 179–197.
- Lappala G., Healy R. W., Weeks E. P.(1987). Documentation of computer program VS2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report* 83-4099.
- Mancarella D., Simeone V. (2012). Capillary barrier effects in unsaturated layered soils, with special reference to the pyroclastic veneer of the Pizzo d'Alvano, Campania (Italy). *Bull Eng Geol Environ* (2012) 71:791–801.

-
- Mancarella, D., Doglioni, A., & Simeone, V. (2012). On capillary barrier effects and debris slide triggering in unsaturated layered covers. *Engineering geology*, 147, 14-27.
- Mattei M., D'Agostino N., Faccenna C., Piromallo C., Rossetti F. (2004). Some remarks on the geodynamic of the Italian region. *Periodico di Mineralogia*, 73, 7-27.
- Mitchell J. K., Soga K. (2005). *Fundamentals of soil behavior* (Vol. 3). Hoboken, NJ: John Wiley & Sons.
- Musso A. & Olivares L., (2003). Post failure evolution in flowslides: transition from "static liquefaction" to "fluidization". *Colloquium Lagrangianum, Géotechnique, E.N.P.C., Parigi*.
- Napolitano, E., Fusco, F., Baum, R.L., Godt, J.W., De Vita, P., (2016). Effect of antecedent hydrological conditions on rainfall triggering of debris flows in ash-fall pyroclastic mantled slopes of Campania (southern Italy). *Landslides* 13, 967–983.4.
- Nicotera MV., Papa R., Urciuoli G. (2015). The hydro-mechanical behaviour of unsaturated pyroclastic soils: An experimental investigation. *Engineering geology* 195, 70-84.
- Olivares, L., Damiano, E. (2007). Postfailure mechanics of landslides: laboratory investigation of flowslides in pyroclastic soils. *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering*, 133(1), 51-62.
- Olivares, L., Picarelli, L. (2001). Susceptibility of loose pyroclastic soils to static liquefaction-some preliminary data. In *International Conference on Landslides: Causes, Impacts and Countermeasures* (Vol. 1, pp. 75-85). VGE.
- OpenCFD Limited, "OpenFOAM The Open Source CFD Toolbox, user guide version v1712," <https://www.openfoam.com/> (2017), accessed: 2019-07-05.
- Palma B., Calcaterra D., Parise M. (2004). Modelli geologici e meccanismi di innesco di frane da scorrimento-colata rapida nei depositi vulcanoclastici della Campania. *Geingegneria ambientale e mineraria GEAM*.
- Pappalardo L. e Mastrolorenzo G. (2010). Short residence times for alkaline Vesuvius magmas in a multi-depth supply system: Evidence from geochemical and textural studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 296, 133–143.
- Pasculli A., Sciarra N., Esposito L., Esposito AW. (2017). Effects of wetting and drying cycles on mechanical properties of pyroclastic soils. *Catena - Elsevier*.
- Peccherillo A.,(2005). *Plio-quadernary volcanism in Italy*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Picarelli, L., Evangelista, A., Rolandi, G., Paone, A., Nicotera, M.V., Olivares, L., Scotto di Santolo, A., Lampitiello, S., Rolandi, M., (2007). Mechanical properties of pyroclastic soils in Campania Region. In: Tan, Phoon, Hight, Leroueil (Eds.), *Proc.2nd Int. Workshop on Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils*, Singapore, 44. Taylor & Francis Group, London, pp. 2331–2384 (ISBN 978 0 415 40267 5).
- Pierson, T. C., Costa, J. E., & Vancouver, W. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation. Reviews in Engineering Geology*, 7, 1-12.
- Pirone M, Papa R, Nicotera MV (2011). Test site experience on mechanisms triggering mudflows in unsaturated pyroclastic soils in southern Italy.. 5th International Conf. on Unsaturated Soils, Barcelona,Taylor & Francis Group plc (UK);2. p 1273- 1278.
- Pirone M., Papa R., Nicotera MV., Urciuoli G. (2015). Hydro-mechanical analysis of an unsaturated pyroclastic slope based on monitoring data. *Engineering Geology for Society and Territory-Volume 2*, 1069-1073.
- Pirone M.,Papa R. , Nicotera MV, Urciuoli G. (2014). Evaluation of the hydraulic hysteresis of unsaturated pyroclastic soils by in situ measurements. *Procedia Earth and Planetary Science* 9 (2014) 163 – 170.

Rianna, G., Zollo, A., Tommasi, P., Paciucci, M., Comegna, L., Mercogliano, P. (2014). Evaluation of the effects of climate changes on landslide activity of Orvieto clayey slope. *Procedia Earth and Planetary Science*, 9, 54-63.

Rolandi G., Petrosino P., McGeehin J. (1998). The interplinian activity at Somma-Vesuvius in the last 3500 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82, 19–52.

Santacroce R., Cioni R., Marianelli P., Sbrana A., Sulpizio R., Zanchetta G., Donahue D.J., Joron J.L. (2008). Age and whole rock–glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 1–18. *Sci.*, 12, 905–926.

Sepe, C., Confuorto, P., Angrisani, A. C., Di Martire, D., Di Napoli, M., Calcaterra, D. (2018). Application of a Statistical Approach to Landslide Susceptibility Map Generation in Urban Settings. In *IAEG/AEG Annual Meeting Proceedings, San Francisco, California, 2018-Volume 1* (pp. 155-162). Springer, Cham.

Shackelford CD, Chang C-K, Chiu T-F (1994). The capillary barrier effect in unsaturated flow through soil barriers. In: *Proceedings of the first international congress on environmental geotechnics*. Edmonton, Canada, July 10–15, 1994, pp 789–793.

Stormont J. C., Anderson C.E. (1999) – Capillary barrier effect from underlying coarser soil layer. *J. of Geotech. and Env. Engineering*, 125 (8), 641-648.

Urciuoli G., Pirone M., Comegna L., Picarelli L. (2016). Long-term investigations on the pore pressure regime in saturated and unsaturated sloping soils. *Engineering geology*, 212, 98-119.

Vallario A., (1992). *Frane e territorio. Le frane nella morfogenesi dei versanti e nell'uso del territorio Napoli*.

van Genuchten MT. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J* 44 (5), 892-898.

Varnes, D.J., (1978). Slope Movement Types and Processes; in *Landslides: Analysis and control*, (ed.) R.L. Schuster and R.J. Krizek; U.S. Transportation Research Board, Special Report 176, p. 11-33.

Washington H.S. (1906). *The Roman Comagmatic Region*. Carnegie Institute, Washington, Publication 36, 1–220.

Whitham AG and RSJ Sparks. (1986) Pumice. *Bull Volcanol* 48:209-223.

Allegati

Allegato 1: Caratteristiche punti di rilevamento

Tabella punti di rilevamento di campagna

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Litologia
1	STOP28	4524215,8600	463621,0900	Copertura piroclastica
2	STOP29	4524017,8600	463680,1200	Copertura piroclastica
3	STOP30	4523861,4200	463459,2200	Copertura piroclastica
4	STOP1	4523759,5600	463480,2500	Copertura ignimbritica
5	STOP2	4523679,0000	463471,0000	Copertura
6	STOP3	4523621,6900	463549,5700	Copertura piroclastica
7	STOP4	4523571,2600	463519,5900	Copertura
8	STOP5	4523655,2217	463625,5974	Copertura piroclastica
9	STOP6	4523617,7200	463478,6200	Copertura
10	STOP7	4523651,0000	463476,4400	Copertura (7a tratto sentiero verso monte) in frana e substrato carbonatico (7b tratto a valle)
11	STOP31	4523624,5120	463443,9949	Substrato carbonatico con sovrastante copertura piroclastica indistinta
12	STOP32	4523661,3697	463444,0792	Substrato carbonatico
13	STOP8	4523887,2200	463541,9900	Copertura piroclastica
14	STOP9	4523858,9900	463576,2600	Copertura piroclastica
15	STOP10	4523756,5700	463586,0500	Deposito ignimbritico

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Descrizione
1	STOP28	4524215,8600	463621,0900	Eruzione di Ottaviano
2	STOP29	4524017,8600	463680,1200	Eruzione di Ottaviano
3	STOP30	4523861,4200	463459,2200	Eruzione di Ottaviano
4	STOP1	4523759,5600	463480,2500	Deposito ignimbritico
5	STOP2	4523679,0000	463471,0000	Deposito ignimbritico con sovrastanti pomici biancastre (Pomici di Base)
6	STOP3	4523621,6900	463549,5700	Pomici di Base con suolo sovrastante
7	STOP4	4523571,2600	463519,5900	Deposito ignimbritico con sovrastanti Pomici di Base
8	STOP5	4523655,2217	463625,5974	Frana in depositi livelli superiori delle Pomici di Base
9	STOP6	4523617,7200	463478,6200	Deposito ignimbritico con sovrastante livello pomiceo biancastro delle Pomici di Base
10	STOP7	4523651,0000	463476,4400	Copertura piroclastica rimaneggiata in frana e substrato carbonatico stratificato N320°-20°
11	STOP31	4523624,5120	463443,9949	Substrato carbonatico stratificato N33°-20°
12	STOP32	4523661,3697	463444,0792	Substrato carbonatico stratificato N20°-18°
13	STOP8	4523887,2200	463541,9900	Copertura piroclastica indistinta
14	STOP9	4523858,9900	463576,2600	Copertura piroclastica indistinta
15	STOP10	4523756,5700	463586,0500	Deposito ignimbritico con sovrastante Eruzione Pomici di Base e poi suolo

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Tipologia di indagini
1	STOP28	4524215,8600	463621,0900	Sezione in parete e pozzetto
2	STOP29	4524017,8600	463680,1200	Pozzetto
3	STOP30	4523861,4200	463459,2200	Pozzetto
4	STOP1	4523759,5600	463480,2500	Sezione in parete
5	STOP2	4523679,0000	463471,0000	Sezione in parete
6	STOP3	4523621,6900	463549,5700	Sezione in parete e fiorettature
7	STOP4	4523571,2600	463519,5900	Sezione in parete e fiorettatura
8	STOP5	4523655,2217	463625,5974	Sezione in parete e fiorettatura
9	STOP6	4523617,7200	463478,6200	Sezione in parete e fiorettatura
10	STOP7	4523651,0000	463476,4400	Sezione in parete
11	STOP31	4523624,5120	463443,9949	Sezione in parete
12	STOP32	4523661,3697	463444,0792	Sezione in parete
13	STOP8	4523887,2200	463541,9900	Sezione in parete e pozzetto
14	STOP9	4523858,9900	463576,2600	Pozzetto e fiorettatura
15	STOP10	4523756,5700	463586,0500	Sezione in parete, pozzetto e fiorettature

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Spessore coperture
1	STOP28	4524215,8600	463621,0900	maggiore di 5 m
2	STOP29	4524017,8600	463680,1200	maggiore di 2 m
3	STOP30	4523861,4200	463459,2200	maggiore di 1 m
4	STOP1	4523759,5600	463480,2500	maggiore di 4-5 m
5	STOP2	4523679,0000	463471,0000	maggiore di 3-4 m
6	STOP3	4523621,6900	463549,5700	maggiore di 3-4 m
7	STOP4	4523571,2600	463519,5900	maggiore di 5 m
8	STOP5	4523655,2217	463625,5974	maggiore di 5 m
9	STOP6	4523617,7200	463478,6200	maggiore di 4-5 m
10	STOP7	4523651,0000	463476,4400	maggiore di 2-3 m
11	STOP31	4523624,5120	463443,9949	maggiore di 3-4 m della copertura
12	STOP32	4523661,3697	463444,0792	nullo della copertura
13	STOP8	4523887,2200	463541,9900	maggiore di 1-2 m
14	STOP9	4523858,9900	463576,2600	maggiore di 1-2 m
15	STOP10	4523756,5700	463586,0500	maggiore di 2-3 m

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Litologia
16	STOP11	4523651,7700	463428,5200	Copertura piroclastica
17	STOP33	4524500,2029	463826,8702	Deposito Ignimbritico
18	STOP12	4523651,8800	463383,0100	Copertura piroclastica
19	STOP13	4523693,1100	463395,3500	Copertura piroclastica
20	STOP14	4522316,3854	463018,8287	Substrato carbonatico
21	STOP15	4522369,7783	463118,1968	Copertura piroclastico-detrítica
22	STOP34	4522384,5367	463140,9912	Substrato carbonatico
23	STOP16	4522305,5677	463086,8255	Copertura detritica e piroclastico-detrítica
24	STOP17	4522257,0427	463042,2413	Copertura piroclastico-detrítica
25	STOP18	4522252,2520	463065,1129	Copertura piroclastica
26	STOP19	4522162,0017	463021,8422	Copertura piroclastica
27	STOP20	4522224,7442	462846,7505	Substrato carbonatico
28	STOP21	4522085,4281	462891,7984	Copertura piroclastico-detrítica
29	STOP22	4521888,7783	463066,2720	Copertura piroclastico-detrítica
30	STOP23	4521952,4480	463556,3125	Copertura piroclastico-detrítica

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Descrizione
16	STOP11	4523651,7700	463428,5200	Copertura piroclastica indistinta
17	STOP33	4524500,2029	463826,8702	Ignimbrite con sottostante paleosuolo
18	STOP12	4523651,8800	463383,0100	Copertura piroclastica indistinta
19	STOP13	4523693,1100	463395,3500	Copertura piroclastica indistinta
20	STOP14	4522316,3854	463018,8287	Substrato carbonatico, talora con una sottile copertura piroclastico-detrítica
21	STOP15	4522369,7783	463118,1968	Copertura piroclastico-detrítica su substrato carbonatico, a tratti in affioramento
22	STOP34	4522384,5367	463140,9912	Substrato carbonatico in affioramento, solo a tratti con copertura detritico-piroclastica
23	STOP16	4522305,5677	463086,8255	Detrito carbonatico in matrice sabbiosa passante verso l'alto a depositi piroclastico-detrítici
24	STOP17	4522257,0427	463042,2413	Copertura piroclastico-detrítica indistinta
25	STOP18	4522252,2520	463065,1129	Suolo vegetale passante verso il basso a deposito di pomici e scorie
26	STOP19	4522162,0017	463021,8422	Suolo vegetale passante verso il basso a cinerite fine e poi a deposito di scorie vulcaniche
27	STOP20	4522224,7442	462846,7505	Substrato carbonatico stratificato
28	STOP21	4522085,4281	462891,7984	Copertura piroclastico-detrítica indistinta
29	STOP22	4521888,7783	463066,2720	Copertura piroclastico-detrítica indistinta
30	STOP23	4521952,4480	463556,3125	Copertura piroclastico-detrítica indistinta

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Tipologia di indagini
16	STOP11	4523651,7700	463428,5200	Fiorettatura
17	STOP33	4524500,2029	463826,8702	Sezione in parete e pozzetto
18	STOP12	4523651,8800	463383,0100	Fiorettatura
19	STOP13	4523693,1100	463395,3500	Fiorettatura
20	STOP14	4522316,3854	463018,8287	Sezione in parte e fiorettatura
21	STOP15	4522369,7783	463118,1968	Fiorettatura
22	STOP34	4522384,5367	463140,9912	Sezione in parete
23	STOP16	4522305,5677	463086,8255	Sezione in parete
24	STOP17	4522257,0427	463042,2413	Fiorettatura
25	STOP18	4522252,2520	463065,1129	Pozzetto
26	STOP19	4522162,0017	463021,8422	Pozzetto
27	STOP20	4522224,7442	462846,7505	Sezione in parete
28	STOP21	4522085,4281	462891,7984	Fiorettatura
29	STOP22	4521888,7783	463066,2720	Fiorettatura
30	STOP23	4521952,4480	463556,3125	Fiorettatura

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Spessore coperture
16	STOP11	4523651,7700	463428,5200	maggiore di 1 m
17	STOP33	4524500,2029	463826,8702	maggiore di 5 m
18	STOP12	4523651,8800	463383,0100	maggiore di 1 m
19	STOP13	4523693,1100	463395,3500	maggiore di 1 m
20	STOP14	4522316,3854	463018,8287	compreso tra 0.0 e 0.2 m della copertura
21	STOP15	4522369,7783	463118,1968	0.4-0.5 m della copertura
22	STOP34	4522384,5367	463140,9912	0.10-0.20 m della copertura piroclastico-detrítica
23	STOP16	4522305,5677	463086,8255	0.5-1.0 m della copertura piroclastico-detrítica
24	STOP17	4522257,0427	463042,2413	circa 1.5 m della copertura piroclastico-detrítica
25	STOP18	4522252,2520	463065,1129	maggiore di 1-2 m
26	STOP19	4522162,0017	463021,8422	maggiore di 1.5-2 m
27	STOP20	4522224,7442	462846,7505	nullo
28	STOP21	4522085,4281	462891,7984	maggiore di 1 m
29	STOP22	4521888,7783	463066,2720	maggiore di 1 m
30	STOP23	4521952,4480	463556,3125	maggiore di 1 m

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Litologia
31	STOP24	4521952,7571	463482,1342	Copertura piroclastico-detrítica
32	STOP25	4521960,1749	463451,5356	Substrato carbonatico
33	STOP26	4522055,8727	463304,4926	Substrato carbonatico
34	STOP27	4522071,0560	463191,9888	Copertura piroclastico-detrítica
35	STOP35	4522694,3085	464560,8879	Substrato carbonatico con sovrastante copertura
36	STOP36	4523584,2800	463382,0000	Copertura piroclastica
37	STOP37	4523440,3100	463313,8600	Substrato carbonatico
38	STOP38	4522790,3000	463929,8900	Copertura piroclastica
39	STOP39	4522795,2700	464278,7000	Substrato carbonatico
40	STOP40	4522651,3800	464282,2100	Substrato carbonatico
41	STOP41	4522487,1000	464275,4260	Copertura piroclastica
42	STOP42	4522455,7730	464195,4856	Copertura piroclastica
43	STOP43	4523224,4530	462999,8840	Copertura piroclastica
44	STOP44	4523046,8480	462990,9310	Copertura piroclastica
45	STOP45	4523007,4926	462966,4003	Copertura piroclastica

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Descrizione
31	STOP24	4521952,7571	463482,1342	Copertura piroclastico-detrítica
32	STOP25	4521960,1749	463451,5356	Substrato carbonatico stratificato
33	STOP26	4522055,8727	463304,4926	Substrato carbonatico stratificato
34	STOP27	4522071,0560	463191,9888	Copertura piroclastico-detrítica indistinta
35	STOP35	4522694,3085	464560,8879	Substrato carbonatico stratificato (N2°-15°) passante a detrito ed a coltre detritico-piroclastica
36	STOP36	4523584,2800	463382,0000	Pomici di Ottaviano
37	STOP37	4523440,3100	463313,8600	Calcarei a Rudiste - substrato carbonatico stratificato (N180°-4°)
38	STOP38	4522790,3000	463929,8900	Copertura piroclastica indistinta
39	STOP39	4522795,2700	464278,7000	Substrato carbonatico stratificato
40	STOP40	4522651,3800	464282,2100	Substrato carbonatico stratificato
41	STOP41	4522487,1000	464275,4260	Copertura piroclastica indistinta
42	STOP42	4522455,7730	464195,4856	Eruzione Ottaviano
43	STOP43	4523224,4530	462999,8840	Copertura piroclastica indistinta
44	STOP44	4523046,8480	462990,9310	Copertura piroclastica indistinta
45	STOP45	4523007,4926	462966,4003	Copertura piroclastica indistinta

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Tipologia di indagini
31	STOP24	4521952,7571	463482,1342	Fiorettatura
32	STOP25	4521960,1749	463451,5356	Sezione in parete
33	STOP26	4522055,8727	463304,4926	Sezione in parete
34	STOP27	4522071,0560	463191,9888	Fiorettatura
35	STOP35	4522694,3085	464560,8879	Sezione in parete in parete
36	STOP36	4523584,2800	463382,0000	Sezione in parete e fiorettatura
37	STOP37	4523440,3100	463313,8600	Sezione in parete
38	STOP38	4522790,3000	463929,8900	Sezione in parete e fiorettatura
39	STOP39	4522795,2700	464278,7000	Sezione in parete
40	STOP40	4522651,3800	464282,2100	Sezione in parete
41	STOP41	4522487,1000	464275,4260	Fiorettatura
42	STOP42	4522455,7730	464195,4856	Pozzetto e fiorettatura
43	STOP43	4523224,4530	462999,8840	Fiorettatura
44	STOP44	4523046,8480	462990,9310	Fiorettatura
45	STOP45	4523007,4926	462966,4003	Fiorettatura

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Spessore coperture
31	STOP24	4521952,7571	463482,1342	maggiore di 1 m
32	STOP25	4521960,1749	463451,5356	nullo
33	STOP26	4522055,8727	463304,4926	nullo
34	STOP27	4522071,0560	463191,9888	maggiore di 1 m
35	STOP35	4522694,3085	464560,8879	spessore di circa 1 m della copertura
36	STOP36	4523584,2800	463382,0000	maggiore di 2-3 m
37	STOP37	4523440,3100	463313,8600	nullo
38	STOP38	4522790,3000	463929,8900	maggiore di 1 m
39	STOP39	4522795,2700	464278,7000	nullo
40	STOP40	4522651,3800	464282,2100	nullo
41	STOP41	4522487,1000	464275,4260	maggiore di 1 m
42	STOP42	4522455,7730	464195,4856	maggiore di 1.5 m
43	STOP43	4523224,4530	462999,8840	compreso tra 0.5 e 1.0 m
44	STOP44	4523046,8480	462990,9310	compreso tra 0.5 e 1.0 m
45	STOP45	4523007,4926	462966,4003	compreso tra 0.5 e 1.0 m

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Litologia
46	STOP46	4522314,0000	463395,0000	Copertura piroclastica
47	STOP47	4524818,3564	463729,4188	Copertura piroclastica
48	STOP48	4524691,3338	463844,7671	Copertura piroclastica
49	STOP49	4524608,5688	463772,6309	Copertura detritico-piroclastica
50	STOP50	4524505,4174	463747,3222	Copertura detritico-piroclastica
51	STOP51	4524662,1483	463732,7729	Copertura piroclastica
52	STOP52	4524640,1937	463672,1367	Copertura detritico-piroclastica
53	STOP53	4524683,7543	463690,2578	Copertura piroclastica
54	STOP54	4524710,2391	463759,9547	Copertura piroclastica
55	STOP55	4524796,6632	463734,3411	Copertura piroclastica
56	STOP56	4524528,1350	463510,2246	Eruzione di Ottaviano e di Avellino
57	STOP57	4523037,0023	464207,4014	Copertura piroclastica
58	STOP58	4523237,2230	463900,8910	Copertura piroclastica
59	Stop59	4522028,6540	464081,8834	Eruzioni del 472 d.C. e 1631 d.C.
60	STOP60	4522379,7408	464765,1163	Eruzione Pomici di Base

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Descrizione
46	STOP46	4522314,0000	463395,0000	Suolo (piroclastiti pedogenizzate) con sottostante Pomici di Base
47	STOP47	4524818,3564	463729,4188	Suolo con sottostante Eruzione di Pollena, paleosuolo e poi Eruzione di Avellino
48	STOP48	4524691,3338	463844,7671	Copertura piroclastica indistinta
49	STOP49	4524608,5688	463772,6309	Copertura detritico-piroclastica indistinta
50	STOP50	4524505,4174	463747,3222	Copertura detritico-piroclastica indistinta
51	STOP51	4524662,1483	463732,7729	Suolo con sottostante Eruzione di Avellino
52	STOP52	4524640,1937	463672,1367	Copertura detritico-piroclastica indistinta
53	STOP53	4524683,7543	463690,2578	Suolo con sottostante Eruzione di Avellino
54	STOP54	4524710,2391	463759,9547	Suolo con sottostante Eruzione di Avellino
55	STOP55	4524796,6632	463734,3411	Suolo consottostante Eruzione di Avellino
56	STOP56	4524528,1350	463510,2246	Dall'alto verso il basso: Avellino - paleosuolo - Ottaviano - substrato carbonatico
57	STOP57	4523037,0023	464207,4014	Eruzione di Avellino
58	STOP58	4523237,2230	463900,8910	Eruzione di Ottaviano
59	Stop59	4522028,6540	464081,8834	Suolo - 1631 - paleosuolo - Eruzione di Pollena - paleosuolo basale
60	STOP60	4522379,7408	464765,1163	Scorie nere delle Pomici di Base (spessore 2.5 m)

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Tipologia di indagini
46	STOP46	4522314,0000	463395,0000	Pozzetti e fioretture per installaz tensiometri
47	STOP47	4524818,3564	463729,4188	Trincea
48	STOP48	4524691,3338	463844,7671	Pozzetto
49	STOP49	4524608,5688	463772,6309	Pozzetto
50	STOP50	4524505,4174	463747,3222	Pozzetto
51	STOP51	4524662,1483	463732,7729	Trincea
52	STOP52	4524640,1937	463672,1367	Pozzetto
53	STOP53	4524683,7543	463690,2578	Trincea
54	STOP54	4524710,2391	463759,9547	Trincea
55	STOP55	4524796,6632	463734,3411	Trincea
56	STOP56	4524528,1350	463510,2246	Trincea geognostica
57	STOP57	4523037,0023	464207,4014	Pozzetto
58	STOP58	4523237,2230	463900,8910	Sezione in parete
59	Stop59	4522028,6540	464081,8834	Trincea geognostica (prof. 3m)
60	STOP60	4522379,7408	464765,1163	Sezione in parete

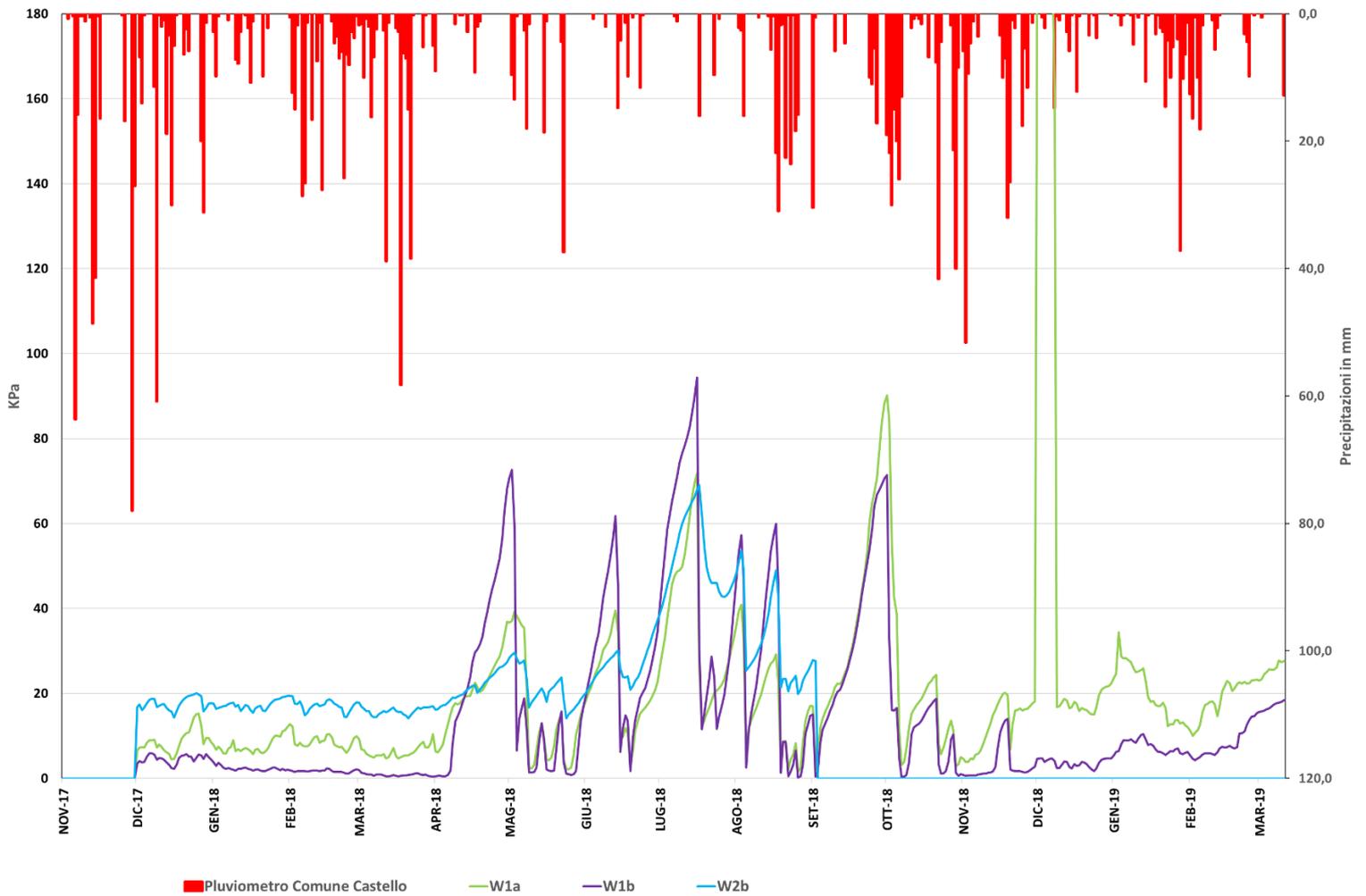
Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Spessore coperture
46	STOP46	4522314,0000	463395,0000	compreso tra 0.3 e 2.0 m
47	STOP47	4524818,3564	463729,4188	maggiore di 5.0 m
48	STOP48	4524691,3338	463844,7671	maggiore di 5.0 m
49	STOP49	4524608,5688	463772,6309	maggiore di 5.0 m
50	STOP50	4524505,4174	463747,3222	maggiore di 5.0 m
51	STOP51	4524662,1483	463732,7729	maggiore di 2.0 m
52	STOP52	4524640,1937	463672,1367	maggiore di 3.0 m
53	STOP53	4524683,7543	463690,2578	maggiore di 3.0 m
54	STOP54	4524710,2391	463759,9547	maggiore di 5.0 m
55	STOP55	4524796,6632	463734,3411	maggiore di 3.0 m
56	STOP56	4524528,1350	463510,2246	4-5 m
57	STOP57	4523037,0023	464207,4014	maggiore di 4.0 m
58	STOP58	4523237,2230	463900,8910	maggiore di 4.0 m
59	Stop59	4522028,6540	464081,8834	spessore maggiore di 5 m
60	STOP60	4522379,7408	464765,1163	3.0 - 4.0 m

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Litologia
61	STOP61	4523728,3470	463894,5120	Copertura piroclastica
62	STOP62	4523784,4095	463862,7034	Copertura piroclastica
63	STOP63	4523801,5651	463927,2549	Copertura piroclastica
64	Stop64	4523829,0431	463843,8032	Copertura piroclastica
65	STOP65	4522970,0660	463255,7830	Substrato carbonatico
66	STOP66	4523868,0066	463811,9636	Substrato carbonatico
67	STOP67	4523256,7960	463053,6940	Copertura piroclastica
68	STOP68	4522980,3017	463140,8476	Copertura piroclastica
69	STOP69	4523309,1655	463403,1245	Copertura piroclastica
70	STOP70	4523174,2470	463275,7661	Copertura piroclastica
71	STOP71	4523450,4809	463519,4335	Copertura piroclastica
72	STOP72	4523448,7363	463651,4442	Copertura piroclastica
73	STOP73	4522080,9421	463799,1567	Copertura piroclastica
74	STOP74	4522112,3456	463478,1438	Copertura piroclastica

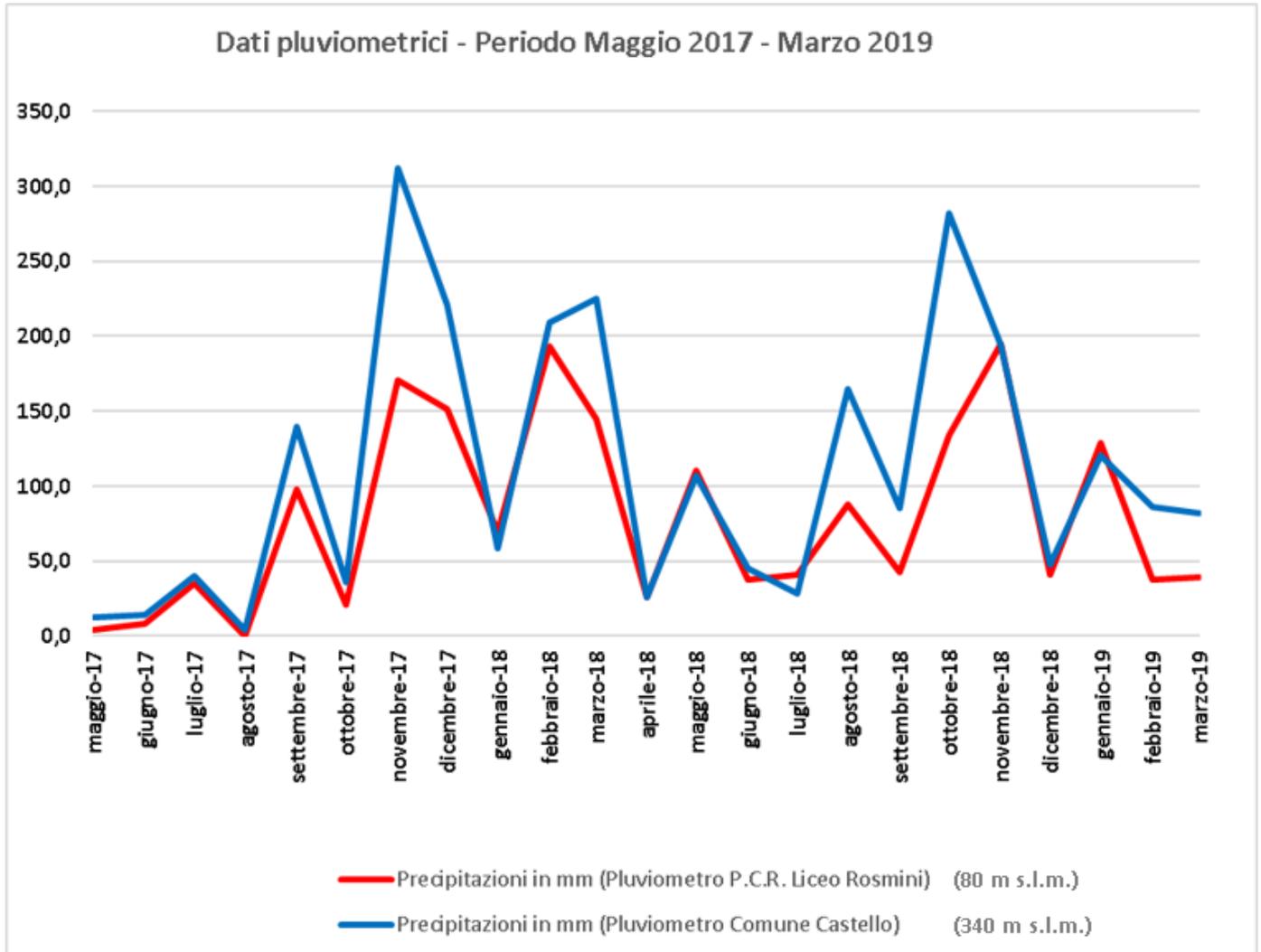
Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Descrizione
61	STOP61	4523728,3470	463894,5120	Eruzione di Ottaviano
62	STOP62	4523784,4095	463862,7034	Eruzione di Ottaviano
63	STOP63	4523801,5651	463927,2549	Eruzione di Ottaviano
64	Stop64	4523829,0431	463843,8032	Eruzione di Ottaviano
65	STOP65	4522970,0660	463255,7830	Roccia calcarea
66	STOP66	4523868,0066	463811,9636	Roccia calcarea
67	STOP67	4523256,7960	463053,6940	Eruzione di Avellino, paleosuolo e sottostante Eruzione di Ottaviano
68	STOP68	4522980,3017	463140,8476	Eruzione di Ottaviano
69	STOP69	4523309,1655	463403,1245	Eruzione di Ottaviano
70	STOP70	4523174,2470	463275,7661	Eruzione Ottaviano
71	STOP71	4523450,4809	463519,4335	Eruzione di Ottaviano
72	STOP72	4523448,7363	463651,4442	Eruzione di Ottaviano
73	STOP73	4522080,9421	463799,1567	Suolo - 1631
74	STOP74	4522112,3456	463478,1438	Suolo e 1631

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Tipologia di indagini
61	STOP61	4523728,3470	463894,5120	Sezione in parete
62	STOP62	4523784,4095	463862,7034	Sezione in parete
63	STOP63	4523801,5651	463927,2549	Pozzetto
64	Stop64	4523829,0431	463843,8032	Sezione in parete
65	STOP65	4522970,0660	463255,7830	Sezione in parete
66	STOP66	4523868,0066	463811,9636	Sezione in parete
67	STOP67	4523256,7960	463053,6940	Trincea
68	STOP68	4522980,3017	463140,8476	Pozzetto
69	STOP69	4523309,1655	463403,1245	Sezione in parete
70	STOP70	4523174,2470	463275,7661	Sezione in parte
71	STOP71	4523450,4809	463519,4335	Sezione in parete
72	STOP72	4523448,7363	463651,4442	Sezione in parete
73	STOP73	4522080,9421	463799,1567	Pozzetto
74	STOP74	4522112,3456	463478,1438	Pozzetto

Numero	Sigla	Latitudine N	Longitudine E	Spessore coperture
61	STOP61	4523728,3470	463894,5120	2.0 m
62	STOP62	4523784,4095	463862,7034	2.0 m
63	STOP63	4523801,5651	463927,2549	1.0 m
64	Stop64	4523829,0431	463843,8032	2.0 m
65	STOP65	4522970,0660	463255,7830	0.0 m
66	STOP66	4523868,0066	463811,9636	0.0 m
67	STOP67	4523256,7960	463053,6940	maggiore di 3.0 m
68	STOP68	4522980,3017	463140,8476	maggiore di 3.0 m
69	STOP69	4523309,1655	463403,1245	maggiore di 3.0 m
70	STOP70	4523174,2470	463275,7661	maggiore di 5 m
71	STOP71	4523450,4809	463519,4335	maggiore di 5 m
72	STOP72	4523448,7363	463651,4442	maggiore di 5 m
73	STOP73	4522080,9421	463799,1567	maggiore di 4.0 m
74	STOP74	4522112,3456	463478,1438	maggiore di 5.0 m



Allegato 2:
Confronto tra le piogge ed i dati di suzione del sistema strumentale comunale nel periodo 2017-2019



Allegato 3:
 Confronto tra le piogge del pluviometro comunale di "Castello" e quelle del pluviometro della rete di monitoraggio della Protezione Civile Regionale, nel periodo 2017-2019