

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II



Dottorato di ricerca

in

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

Titolo della Tesi

**Pericolosità all'innesco di frane per scorrimento-colata
detritica nelle aree montuose peri-vesuviane mediante modelli
fisicamente basati ed analisi statistico-idrologica**

Dott.ssa Rita Tufano

Tutor:

Prof. Pantaleone De Vita

Co-Tutor:

Prof. Domenico Calcaterra

Coordinatore del corso di dottorato:

Prof. Maurizio Fedi

Anno accademico: 2018/2019

INDICE

Extended Abstract	1
Capitolo 1	6
Introduzione	6
1.1. Fasi e scopi della ricerca.....	7
Capitolo 2	10
Descrizione dell'area di studio	10
2.1. Assetto geologico e geomorfologico dei Monti di Sarno e Lattari	12
2.2. Storia vulcanica del Somma-Vesuvio	16
2.3.1. <i>L'eruzione di Sarno o delle Pomici di Base</i>	17
2.3.2. <i>L'eruzione di Ottaviano o delle Pomici di Mercato</i>	18
2.3.3. <i>L'eruzione di Avellino</i>	19
2.3.4. <i>L'eruzione del 79 d.C. o eruzione di Pompei</i>	19
2.3.5. <i>L'eruzione del 472 d.C. o Eruzione di Pollena</i>	20
2.3.6. <i>L'eruzione del 1631 d.C.</i>	20
2.4. Distribuzione dei depositi piroclastici da caduta nell'areale peri-vesuviano	22
2.5. Assetto stratigrafico e pedologico dei depositi piroclastici da caduta nell'areale peri-vesuviano	26
2.6. Caratterizzazione climatica e idrogeologica dei Monti di Sarno e Lattari.....	28
Capitolo 3	31
Processi idrologici e frane superficiali.....	31
3.1. Processi idrologici di versante	31
3.1.1. <i>Infiltrazione</i>	31
3.1.2. <i>Runoff, throughflow e baseflow</i>	32
3.1.3. <i>Evaporazione, intercezione fogliare e traspirazione</i>	35
3.2. Frane: definizione e classificazione	38
3.2.1. <i>Classificazione delle frane</i>	41
3.3. Soglie pluviometriche	50
3.3.1. <i>Soglie pluviometriche empiriche: approccio statistico-probabilistico</i>	51
3.3.2. <i>Modelli fisicamente basati per lo sviluppo di soglie pluviometriche deterministiche</i>	55
3.3.3. <i>Soglie pluviometriche sul territorio nazionale</i>	56
Capitolo 4	58
Frane da flusso superficiali che coinvolgono i depositi piroclastici dell'areale peri-vesuviano	58

4.1.	Gli eventi storici.....	61
4.2.	Caratteri morfologici e morfometrici tipici delle aree di innesco	63
4.3.	Modelli idrologici concettuali dei versanti.....	72
4.4.	Regime idrologico dei depositi piroclastici di copertura	75
4.4.1.	La capillarità.....	75
4.4.2.	Potenziale idrico e Curve di Ritenzione (SWRC).....	76
4.4.3.	Monitoraggio idrologico dei depositi piroclastici	79
4.5.	Soglie pluviometriche definite per l'areale peri-vesuviano.....	81

Capitolo 5..... 87

	Dati e metodi per l'analisi idrologica e la stima della probabilità all'innesco.....	87
5.1.	Approccio empirico per la stima probabilistica di soglie pluviometriche.....	88
5.1.1.	Analisi storica ed acquisizione bibliografica per la costruzione del database pluviometrico..	89
5.1.2.	Analisi empirica delle precipitazioni per la stima delle soglie pluviometriche di tipo I-D.....	91
5.1.3.	Analisi probabilistica degli eventi pluviometrici innescenti: il progetto VAPI (Rossi e Villani, 1994).....	92
5.1.4.	Analisi empirica delle precipitazioni per la stima delle soglie pluviometriche di tipo P-Pa....	97
5.1.5.	Metodo per il calcolo della probabilità di occorrenza frana	97
5.2.	Modellazione fisicamente basata per la stima di soglie pluviometriche deterministiche e definizione della probabilità composta da frana	100
5.2.1.	Modelli stratigrafici generalizzati	101
5.2.2.	Bilancio idrologico.....	104
5.2.3.	Modellazione idrologica e analisi di stabilità	109
5.3.	Modellazione fisicamente basata su scala distribuita per la definizione di mappe di pericolosità all'innesco	118
5.3.1.	Descrizione generale del codice GEOtop (Rigon et al., 2006).....	119
5.3.2.	Modellazione idrologica distribuita dell'area campione	120

Capitolo 6.....127

	Risultati	127
6.1.	Soglie pluviometriche empiriche e stima della probabilità di occorrenza	127
6.1.1.	Stima delle soglie pluviometriche Intensità-Durata (I-D).....	127
6.1.2.	Correlazione delle variabili Pioggia nel giorno dell'evento-Pioggia nei giorni antecedenti (P-Pa).....	130
6.1.3.	Determinazione della probabilità di occorrenza dei fenomeni franosi.....	131
6.2.	Soglie pluviometriche fisicamente basate e stima della probabilità composta da frana	137
6.2.1.	Soglie deterministiche Intensità – Durata (I-D).....	137
6.1.1.	Probabilità di occorrenza delle condizioni idrologiche critiche.....	145

6.1.2. <i>Stima della probabilità composta da frana</i>	146
6.2. Modellazione idrologica su scala distribuita: GEOtop	151
6.2.1. <i>Stima della probabilità all'innescio</i>	155
Capitolo 7	160
Discussioni e Conclusioni	160
Bibliografia	172
Allegati	190

Extended Abstract

Carbonate massifs surrounding Campanian plain (southern Italy) are periodically involved in erosional phenomena, like flow-type landslide events that involve the most recent term of volcanoclastic cover derived by the Quaternary activity of Somma-Vesuvius volcano. The cause-effect relationship between the occurrence of intense and/or prolonged rainfall events and the triggering of these landslides is commonly recognized in the scientific literature (e.g. Campbell, 1975; Caine, 1980; Guzzetti et al., 2007; Baum and Godt, 2010; Peruccacci et al., 2012).

The most important aspect about the landslide occurrence regards the safety of people living in more than 200 towns of Campania region located at the footslope of carbonate massifs which frequently suffer from these types of phenomena, as pointed out by historical data. In fact, any landslide events are sadly remembered for the fatalities as well as the considerable damage and injuries. This is the case of events occurred on the 10th of January, 1997 in Sorrentine Peninsula (5 deaths), on the 5th and 6th of May, 1998 in Sarno, Quindici, Siano and Bracigliano (160 deaths) and on December 11th, 1999 in Cervinara (5 deaths). Salvati et al. (2010) estimate that from 1850 to 2008, the Campania region has experienced the largest number of landslide casualties equal to 2164, in 321 events and Campania is also the second region in terms of the total number of landslide casualties in the period 1950 – 2008.

In particular, the events occurred on May 1998, occurred diffusely across Sarno Mountains, had an important impact throughout the national territory as confirmed by the National Law n. 180 (1998) about the “Plans for the protection of hydrogeological risk and prevention measures for areas at risk” enacted the month following the aforementioned event and to be developed by Basin Authorities. Subsequently, the plans have been incorporated by the Legislative Decree n. 152 (2006) regarding the Code on the Environment, which sets out the legislative framework applicable to all matters concerning environmental protection. For the Campania region an early warning system for hydrological, hydraulic and adverse meteorological phenomena risk was developed by Civil Protection and was improved over the years. Generally, regional landslide early warning systems are used to assess the probability of occurrence of rainfall-induced landslides over large areas using a system of rainfall thresholds and precursors (Piciullo et al., 2017) for the activation/deactivation of the operational phases implemented by Civil Protection regional

structures. Alert, early warning and alarm are identified as the three operational phases corresponding to certain actions (evacuation is the most serious of them) as provided by the municipal emergency plans.

For the scientific community, shallow landslides involving Campania pyroclastic soils have always been a very important topic, but especially after the Sarno 1998 events, many researches were carried out giving a considerable contribution to the knowledge of instabilities involving pyroclastic deposits. Studies carried out on this topic dealt with the comprehension of the initial failure mechanism and hydrological behaviour of pyroclastic soils considered as crucial factors for the assessment of the hazard levels and early warning system development. As a result, there has been a relevant progress in understanding the hydrological and geotechnical properties of volcanic soils (Crosta and Dal Negro, 2003; Calcaterra and Santo 2004; Bilotta et al., 2005; Cascini et al., 2005; De Vita et al., 2013), their hydrologic regimes (Fusco et al., 2013; Fusco & De Vita 2015; Fusco et al., 2017; Urciuoli et al. 2016). Indeed, the key role of pyroclastic soil cover on slope stability is commonly accepted. In particular, local stratigraphic and hydro-geological conditions derived by the high stratigraphic variability are considered have an important role in developing triggering mechanisms (Cascini et al., 2008; Palma et al., 2009; Pirone et al., 2010).

Other aspects commonly investigated are the predisposing and triggering factors to landslide occurrence (Celico & Guadagno, 1998; Del Prete et al., 1998; de Riso et al., 1999) such as natural and man-made morphological features of the slope (Celico & Guadagno, 1998, Brancaccio et al., 2000; Cascini et al., 2000), the effects of the vegetation cover (Amato et al., 2000; Comegna et al., 2013), the role of triggering and antecedent rainfall events (Guadagno, 1991; Chirico et al., 2000; De Vita, 2000; Fiorillo et al., 2001; De Vita et al., 2013, 2017, 2018, Napolitano et al., 2016), the development of stability slope model using different approaches, such as infinite slope (Netti et al., 2012; Greco et al., 2013; Tufano et al., 2016) or simplified Bishop model (De Vita et al., 2013; Napolitano et al., 2016) and the development of different approaches to define a decision support system for these shallow rainfall-induced landslides (Sirangelo & Versace, 1992; Capparelli & Versace, 2011; Netti et al., 2012).

Especially the last aspect is considered to have an increasingly important role in order to mitigate the individual and societal landslides risk. In this context, the main topic is the relationship between rainfall and the incidence of landslides generally determined using two different broad categories: hydrological or empirical models (Campbell, 1975; Caine, 1980; Wilson & Wieczorek, 1995;

Sirangelo & Versace, 1996) and physically-based models (Godt & McKenna, 2008; De Vita et al., 2013; 2017; 2018; Napolitano et al., 2016; Tufano et al., 2016). The hydrological models comprise simple empirical relationships linking antecedent precipitation to the time that the landslide occurs; the physically-based one consists of more complex expressions that take several components into account, including specific site conditions, mechanical, hydraulic and physical soil properties, local seepage conditions, and the contribution of these to soil strength.

Both approaches have some drawbacks: the empirical one adopts simplifying assumptions about very complex phenomena by combining an extraordinarily large range of information; furthermore, the use of a threshold function introduces excessive approximations (Capparelli & Versace, 2011). On the other hand, physically-based models analyse situations confined to a single slope or a single movement, employing detailed hydrological, hydraulic, and geotechnical information (Iverson 2000; Rigon et al., 2006).

However, the approaches have been coupled (Capparelli & Versace, 2011) to consider the general empirical relationships between rainfall–landslide and the results of physically modelling such as the transpiration and evaporation estimate and, consequently, their effects on suction levels in the summer and winter season.

This research has been focused on the evaluating of debris flows triggering in the peri-Vesuvian mountain ranges (Sarno and Lattari Mountains, Campania, Italy). To this scope, a combined approach aimed to identify hydrological conditions leading to debris flows triggering and the inherent probability of occurrence has been adopted.

The study has been developed through three steps which are mutually related, but independent at the same time:

- i) Probabilistic estimation of rainfall thresholds by empirical approaches (Tufano et al., 2019): to improve the capability of the empirical approaches (sensu Caine 1980; Crozier & Eyles, 1980; Guzzetti et al., 2007) to identify reliable rainfall thresholds for landslide triggering, a probabilistic analysis of rainfall recorded at the occurrences of debris flow events has been planned. Specifically, the research has been oriented to explore rainfall triggering events by considering rainfall thresholds based on both Intensity and Duration (I-D) (Caine, 1980) and rainfall of the landslide-event day vs cumulated rainfall of antecedent days (Crozier & Eyles, 1980).

A first approach consisted in analysing rainfall events, recorded at the landslide occurrences, considering their return times which were estimated by a regional probabilistic model of extreme rainfall events, the VAPI model (Valutazione delle Piene - Flood Estimation) (Rossi & Villani, 1994), derived by a national project aimed at the regional analysis of the frequency of extreme rainfall and river floods, which was carried out in collaboration with the National Research Council (CNR, Consiglio Nazionale delle Ricerche). This model is based on the analysis of extreme rainfall, using the TCEV (Two Components Extreme Value, Rossi et al., 1984) as a probabilistic model for the annual maxima of daily and sub-daily rainfall. The model is coupled with a three-level hierarchical procedure for the regional estimation of the parameters. In the first and second levels of regionalization, the whole region can be considered homogeneous, with the shape and scale parameters that assume unique values everywhere. At the third level, the regionalized variable is the mean of the annual maxima of daily (and hourly) rainfall. At this level, six homogeneous sub-regions were identified. In each sub-region, a linear relationship between elevation and logarithm of mean annual daily rainfall maxima was estimated through a regression analysis. With such a method, a probabilistic assessment of rainfall events and exclusion of rainfall events not significant for landslide triggering were carried out.

A second approach was based on a bivariate logistic regression model whose results allowed to assess the probability of debris flow triggering under given rainfall conditions. Furthermore, this probability was compounded with that related to the occurrence of rainfall events themselves to obtain a total probability of debris flow triggering (Lee & Jones, 2004).

- ii) Assessment of Intensity-Duration rainfall thresholds by generalized physically-based hydrological and slope stability modelling (Tufano et al., 2016; De Vita et al., 2017, 2018): with the aim to advance previous results obtained by coupled 2D hydrological modelling and slope stability analyses (De Vita et al., 2013; Napolitano et al., 2016) as well as empirical spatial modelling of ash-fall pyroclastic soils (De Vita et al., 2006a; Fusco et al., 2017; Del Soldato et al., 2018) an attempt to reconstruct generalized physical slope models with different slope angle values, and related thicknesses and stratigraphic settings of ash-fall pyroclastic soil mantle, was carried out. This approach was conceived to consider effects on Intensity-Duration (I-D) rainfall thresholds of geomorphological factors, such as the slope angle, and antecedent hydrological conditions. The results to be expected are supposed to

give the basis for understanding the geomorphological control on hydrological conditions leading to debris flows triggering and supporting its distributed modelling.

- iii) Mapping hazard to debris flow initiation: mapping hazard to debris flow initiation was considered achievable due to the availability of the following points: a) a validated empirical model of the spatial distribution of ash-fall pyroclastic soil thickness (De Vita et al., 2006a; Fusco et al., 2017; Del Soldato et al., 2018); b) reliable estimation of unsaturated/saturated hydrological properties of ash-fall pyroclastic soils obtained from a relevant number of laboratory tests (De Vita et al., 2013); c) reliable estimation of geotechnical properties of ash-fall pyroclastic soils by a relevant number of laboratory tests (De Vita et al., 2013). Specifically, the implementation of such data in GEOtop code (Rigon et al., 2006) was considered a possible and consistent way to obtain a slope stability map under given antecedent soil hydrological and rainfall conditions, therefore to assess the debris flows triggering.

Capitolo 1

Introduzione

Le frane superficiali di tipo scorrimento-colata, indotte da eventi pluviometrici che colpiscono periodicamente i Comuni localizzati nell'area pedemontana dei maggiori massicci carbonatici peri-vesuviani, rappresentano uno dei principali rischi geologici conosciuti in Campania e, più in generale in Italia (Salvati et al., 2010). Infatti, in riferimento alle elevate velocità raggiungibili da tali eventi in fase di trasporto e degli ingenti volumi di materiale mobilizzato, sia le attività antropiche presenti sul suddetto territorio che gli abitanti stessi possono subirne gli spiacevoli effetti. Per questo motivo, negli ultimi anni sono stati dedicati molti sforzi alle elaborazioni di tecniche e metodologie dirette alla previsione spazio-temporale di questi eventi. Una delle più investigate è sicuramente la relazione causa-effetto tra il verificarsi degli eventi di pioggia particolarmente intensi e/o prolungati e l'innesco dei fenomeni franosi (e.g. Campbell, 1975; Caine, 1980; Guzzetti et al., 2008; Baum & Godt, 2010; Peruccacci et al., 2012) la cui comprensione è di fondamentale importanza per la predisposizione di sistemi di *early warning*. In particolare, gli approcci comunemente utilizzati per la previsione dei fenomeni franosi rientrano in due principali categorie generali: i modelli idrologici o empirici (Campbell, 1975; Caine, 1980; Wilson & Wieczorek, 1995; Sirangelo & Versace, 1996) e i modelli numerici fisicamente basati (Godt & McKenna, 2008; De Vita et al., 2013; Napolitano et al., 2016).

I modelli idrologici considerano semplici relazioni empiriche che collegano alcune caratteristiche delle piogge innescanti, come intensità, durata, quantitativi di pioggia cumulata antecedente al fenomeno franoso. I modelli numerici invece tentano di riprodurre i processi fisici che avvengono alla scala del versante e che conducono all'instabilità, mettendo in relazione le precipitazioni al regime idrologico e ai parametri di resistenza meccanica dei suoli coinvolti.

Entrambi i modelli presentano delle limitazioni: nel primo caso, parlando di un approccio di tipo statistico, è chiaro che l'affidabilità dei risultati è legata alla disponibilità e alla qualità dei dati pluviometrici di *input*, come anche alle variabili condizioni idrologiche antecedenti del suolo, mentre, nel secondo caso, l'approccio fisicamente basato richiede dati dettagliati riguardo le caratteristiche idrologiche, litologiche, morfologiche e geotecniche dei materiali coinvolti

(Iverson, 2000; Rigon et al., 2006), e per tale motivo esso è applicabile e valido solo per piccole aree, mentre i modelli empirici sono in genere applicati su aree vaste.

Nel caso specifico della Campania, molti sono gli eventi di frana di tipo scorrimento-colata che possono essere annoverati tra quelli catastrofici. Uno dei più importanti e recenti è quello verificatosi sul massiccio carbonatico dei Monti di Sarno il 5-6 Maggio 1998, oltre a quelli meno recenti che hanno investito i Monti Lattari e di Salerno il 25-26 Ottobre 1954 e prima ancora il 24 ottobre 1910. In generale, tali fenomeni coinvolgono le coperture di origine piroclastica derivanti dalle più recenti eruzioni esplosive dell'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio e, subordinatamente, dall'attività eruttiva del distretto vulcanico dei Campi Flegrei. L'assetto morfologico dei rilievi carbonatici, caratterizzato da versanti ad elevata pendenza, la variabilità degli spessori e delle condizioni stratigrafiche dei depositi piroclastici (da pochi decimetri ad alcuni metri) e le particolari proprietà idro-meccaniche degli stessi, vengono considerati come fattori predisponenti all'instabilità (Guadagno et al. 2005; De Vita et al., 2013). In considerazione di questi fattori, la ricerca condotta durante questo dottorato è stata mirata alla valutazione della probabilità di innesco di frane di tipo scorrimento-colata nell'areale peri-vesuviano (Monti di Sarno e Lattari, Campania, Italia meridionale) mediante un approccio combinato, volto a identificare le condizioni idrologiche critiche all'innesco, quindi la probabilità di occorrenza delle stesse, o pericolosità.

1.1. Fasi e scopi della ricerca

Il lavoro di tesi è stato articolato in tre filoni, gestiti separatamente ma collegati tra di loro per metodologie utilizzate e per scopo finale. Le tre fasi possono essere così riassunte:

- 1) Applicazione del metodo empirico per la stima probabilistica di soglie pluviometriche di tipo Intensità-Durata (I-D) (Caine, 1980) e Precipitazioni del giorno dell'evento-Precipitazioni cumulate antecedenti (P-Pa) (Crozier & Eyles, 1980). Questa sezione si fonda principalmente su elaborazioni di tipo probabilistico, con lo scopo di ridurre le incertezze legate ai dati pluviometrici su cui è basato il modello empirico. La prima fase delle analisi è consistita nella creazione di un *database* degli eventi di frana, in cui sono state riportate tutte le informazioni relative all'evento pluviometrico innescante. Di ognuno di questi eventi è stato stimato il tempo di ritorno, grazie alle formulazioni derivanti dal modello VAPI (Valutazione delle Piene - Rossi & Villani, 1995). Questo passaggio ha portato all'eliminazione degli eventi con periodo

di ritorno inferiore ad un anno, perché considerati non rappresentativi ai fini della definizione di soglie pluviometriche di tipo I-D. Di conseguenza, sono stati individuati quattro intervalli di periodo di ritorno e, per ognuno di essi, è stata definita la soglia pluviometrica d'innescamento I-D. Le condizioni pluviometriche innescanti sono, infine, state trattate attraverso il metodo di regressione logistica bivariata per valutare con quale probabilità determinate condizioni pluviometriche potessero essere responsabili dell'innescamento di frane di tipo scorrimento-colata. Inoltre, tale probabilità è stata combinata con quella relativa all'occorrenza degli stessi eventi di pioggia in specifici intervalli temporali, ottenendo una probabilità totale di innescamento (Lee & Jones, 2004).

- 2) Modellazione fisicamente basata per la stima di soglie pluviometriche deterministiche e definizione della “probabilità composta da frana” (Tufano et al., 2016; De Vita et al., 2017; 2018). Per questa sezione, l'approccio utilizzato è stato di tipo deterministico, a partire dalla modellazione fisicamente basata di pendii rappresentativi della condizione morfostratigrafica a diversi angoli di pendio, determinati a partire da modelli empirici noti in letteratura (De Vita et al., 2006a; 2006b; De Vita & Nappi, 2013; Fusco et al., 2017; Del Soldato et al., 2018). Tale modellazione è stata concepita per considerare gli effetti sulle soglie pluviometriche I-D dei fattori geomorfologici e stratigrafici, come lo spessore, l'angolo di pendio, il numero di orizzonti pomicei, ecc. La modellazione numerica è stata articolata in due sezioni. La prima, il cui dato di *input* pluviometrico è derivato dal bilancio idrologico della copertura piroclastica con il metodo di Thornthwaite (1948), ha permesso di stimare la frequenza (e quindi la probabilità annuale) di occorrenza di un valore di pressione di poro identificato come critico ai fini della stabilità. Per la seconda sezione, la cui condizione idrologica iniziale è stata definita per valori tipicamente invernali ed estivi, sono stati usati, come dati di *input*, valori costanti, rappresentativi di intensità crescenti di pioggia. L'analisi di stabilità del pendio indefinito ha permesso di stimare le durate critiche alla stabilità delle precipitazioni simulate e di conseguenza, di definire le soglie pluviometriche deterministiche di tipo I-D. Infine, è stata valutata la probabilità annuale di occorrenza delle condizioni di soglia, ancora una volta sulla base del modello VAPI, e combinata con la probabilità annuale di occorrenza della condizione idrologica antecedente critica all'innescamento, ottenendo quindi una probabilità composta.
- 3) Modellazione idrologica per la definizione della probabilità di innescamento di frane del tipo scorrimento-colata su scala distribuita. Per questa ultima fase è stato utilizzato il codice numerico GEOtop (Rigon et al., 2006), utile per la stima della probabilità di innescamento, per

un'area campione dei Monti di Sarno, a partire da determinate condizioni pluviometriche e idrologiche antecedenti. Tale analisi si basa: sul modello empirico validato della distribuzione spaziale dello spessore della copertura piroclastica (De Vita et al., 2006a; Fusco et al., 2017; Del Soldato et al., 2018); sulle proprietà idrologiche insature/sature della copertura piroclastica ottenute da un numero rilevante di test di laboratorio (De Vita et al., 2013) e sulle proprietà geotecniche dei suoli piroclastici, determinate grazie ad un rilevante numero di test di laboratorio (De Vita et al., 2013). I risultati di questa fase sono da considerarsi rappresentativi per areali più vasti per cui sia valido il modello empirico della distribuzione spaziale dello spessore della copertura piroclastica, a parità di condizioni idrologiche antecedenti e proprietà idrologiche e geotecniche dei suoli coinvolti.

Questa tesi si prefigge, quindi, lo scopo di una valutazione probabilistica delle condizioni di innesco di fenomeni del tipo scorrimento-colata nell'areale peri-vesuviano, sfruttando i principali approcci noti in letteratura (empirico e fisicamente basato) e fornendo risultati che tengono in considerazione vari aspetti in relazione al regime idrologico delle coperture, al regime pluviometrico e all'assetto stratigrafico.

Le tre fasi sviluppate possono sia essere intese come un avanzamento delle conoscenze pregresse circa le condizioni pluviometriche innescanti ma anche, e soprattutto, rappresentare un valido strumento da implementare in sistemi di *early warning*, in quanto, fornendo un'informazione di tipo probabilistico, permettono di inglobare nel risultato l'incertezza relativa ai dati di partenza (Nikolopoulos et al., 2014), riducendo quindi anche i falsi e/o mancati allarmi, molto comuni nell'applicazione di soglie pluviometriche.

Capitolo 2

Descrizione dell'area di studio

L'area di studio appartiene geologicamente all'Appennino meridionali (Fig. 2.1), una Catena montuosa generatasi per sovrainposizione tettonica di *thrusts*, costituiti da depositi bacinali di ambiente marino profondo meso-cenozoico, su successioni marine poco profonde, dissecata successivamente da diverse depressioni strutturali di origine quaternaria (Vitale & Ciarcia, 2018).

L'Italia meridionale è stata caratterizzata da una complessa evoluzione geodinamica durante il Neogene-Quaternario. È infatti largamente accettata la teoria della convergenza delle due placche, quella Africana e quella Euroasiatica, che, nelle sue fasi iniziali, ha portato sia alla formazione di un prisma di accrescimento, migrato durante il Pliocene-Quaternario verso il *foreland* della piattaforma Apula, sia all'apertura del bacino tirrenico di retro-arco (Milia et al., 2017). Successivamente, la migrazione del prisma di accrescimento ha determinato la subduzione della litosfera continentale apula (micro-placca Adria) al di sotto di esso, con un progressivo spostamento verso est del *rifting* lungo il margine tirrenico di retro-arco, un raccorciamento della catena a *thrust* ed una flessione del *foreland* (Boccaletti & Guazzone, 1972; Malinverno & Ryan, 1986; Patacca et al., 1990; Doglioni, 1991; Doglioni et al., 1996; Faccenna et al., 1997; Rosenbaum & Lister, 2004; Roure et al., 2012; van Hinsbergen et al., 2014, Milia et al., 2017). Patacca et al. (1990) proposero una correlazione genetica tra la formazione del bacino Tirrenico di retro-arco e la migrazione verso est della catena a *thrust* dell'Appennino meridionale come il risultato di una contemporanea estensione e compressione tettonica.

La struttura generale della Catena appenninica meridionale è caratterizzata da due livelli strutturali principali: i) un livello superiore composto da materiale oceanico alloctono derivante dalla Tetide (complessi delle Liguridi e delle Sicilidi); ii) un livello inferiore rappresentato dalle falde di ricoprimento continentali della piattaforma apula (Monaco et al., 1998; Milia et al., 2017). Questi due livelli sono separati da una zona di taglio (*shear zone*) (Cello et al., 1989) che si sviluppa al di sopra dei depositi del Pliocene inferiore della piattaforma apula.

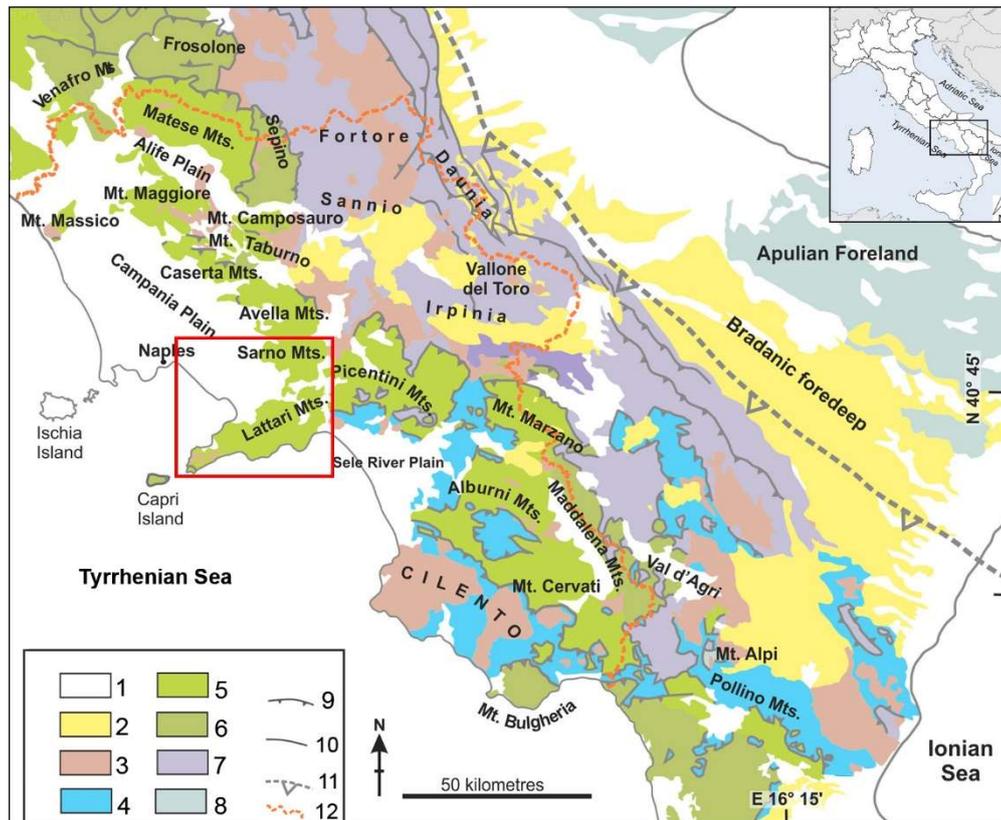


Figura 2.1: Schema tettonico e mappa geologica dell'Appennino meridionale: 1) depositi vulcanici e quaternari; 2) depositi del Pliocene; 3) depositi miocenici della parte superiore del prisma di accrescimento; 4) complesso di accrezione ligure (Triassico-Miocene); 5) unità carbonatica della Piattaforma appenninica (Triassico-Miocene); 6) carbonati di bacino e marginali della Piattaforma appenninica (Triassico-Miocene); 7) unità Lagonegresi-Molisane (Triassico-Miocene); 8) Piattaforma Apula (Triassico-Miocene); 9) sovrascorrimento; 10) faglia non differenziata; 11) fronte di sovrascorrimento sepolto; 12) confine regionale campano. Il rettangolo rosso identifica l'area di studio (modificato da Vitale & Ciarcia, 2017).

La deformazione neogenica del margine tirrenico orientale, di cui fanno parte le regioni Campania e Calabria, rappresenta l'ultimo periodo di apertura del mar Tirreno. A partire dal Pleistocene inferiore, il margine della Campania ed il fianco occidentale dell'Appennino meridionale si caratterizzano per la sovrapposizione di tre eventi estensionali e per faglie di direzione NE-SW, NW-SE, NNE-SSW ed E-W derivanti da un'evoluzione tettonica polifasica del margine calabro (Bellucci et al., 2006; Torrente et al., 2010, Milia & Torrente, 2014). La successione degli eventi è stata ipotizzata da Milia et al. (2009) come: i) fase estensionale N-S durante il Pleistocene inferiore; ii) tettonica trascorrente sinistra NW-SE associata a pieghe; iii) tettonica trascorrente destra NW-SE durante il medio-tardo Pleistocene.

Questa tettonica estensionale ha portato alla formazione di diverse depressioni strutturali intramontane e costiere, quali la Piana Campana, la Piana del Sele, il Golfo di Napoli, il Golfo di

Salerno e il Vallo di Diano. Alcune di queste depressioni sono state riempite da spessi depositi marino-lacustri, spesso alternati e ricoperti da sedimenti vulcanici, soprattutto nel tardo Pleistocene-Olocene (Romano et al., 1994).

2.1. Assetto geologico e geomorfologico dei Monti di Sarno e Lattari

La Piana Campana è parte del sistema estensionale generato durante il Pleistocene dalla tettonica associata al margine tirreno della Catena appenninica, la quale comprende un'area che si estende dalla Toscana meridionale al margine della Calabria (Turco et al., 2006).

Questa piana è un semi-*graben* asimmetrico (Milia et al., 2003) che si estende per una lunghezza di circa 80 km ed una larghezza di circa 30 km, ed è caratterizzata dalla presenza di un edificio vulcanico nella sua parte centrale mentre è circondata dai massicci carbonatici dei Monti Lattari a S-E, dei Monti di Caserta, Avella e Sarno a N-E e dal Monte Massico a N-W (Fig. 2.2).

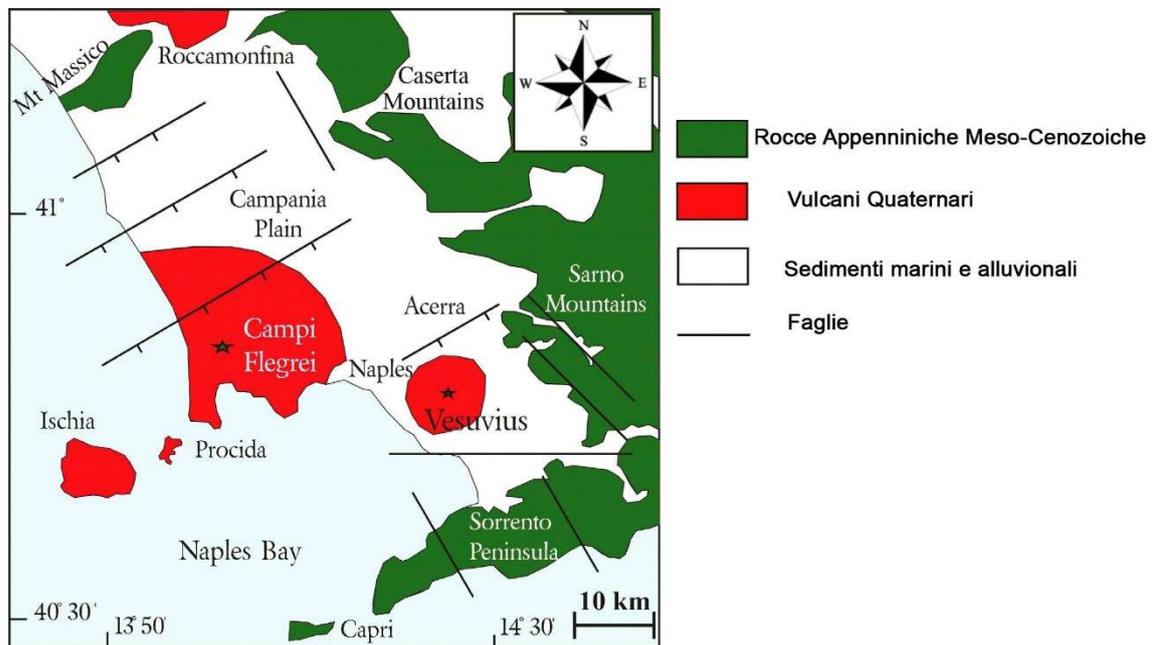


Figura 2.2: Schema geologico della Piana Campana: in verde sono riportati i massicci carbonatici meso-cenozoici, in rosso i vulcani quaternari (Somma-Vesuvio, Campi Flegrei insulari e continentali) e in bianco i sedimenti marini e alluvionali. Sono riportati anche i principali lineamenti tettonici.

La successione carbonatica meso-cenozoica consiste di dolomie formatesi alla base del Norico-Hettangiano, calcari e calcari dolomitici del Giurassico-Cretaceo inferiore.

faglie ad orientazione E-W che produce versanti ad elevata pendenza, mentre il versante sud occidentale è circondato da faglie appenniniche di direzione NW-SE. Infine, non esiste un vero e proprio limite tettonico per quanto riguarda il settore settentrionale.

Da un punto di vista morfo-strutturale, il massiccio dei Monti di Sarno consiste in una monoclinale immergente di $10 - 40^\circ$ verso N-E affetta da processi di *slope replacement*. Questi producono versanti lineari caratterizzati da profili rettilinei a medio angolo di pendio (Brancaccio et al., 2000), mentre la presenza di discontinuità morfologiche sub-verticali, come scarpate rocciose e cornici di morfoselezione, condiziona fortemente la deposizione dei depositi piroclastici da caduta, che, soprattutto durante l'Olocene, sono giunti dai centri vulcanici dei Campi Flegrei e Somma-Vesuvio (Di Crescenzo & Santo, 2005). Questa configurazione geomorfologica è responsabile del reticolo idrografico in cui non sono presenti fiumi permanenti o stagionali, ma profondi canali di secondo e terzo ordine gerarchico e diversi *hollows* e bacini di ordine zero situati nella porzione di versante non ancora coinvolta nei processi di canalizzazione del flusso. L'area pedemontana dei Monti di Sarno è invece caratterizzata da due serie di conoidi alluvionali sovrapposte: la più antica sviluppata durante il tardo Pleistocene e la più giovane, ancora attiva, in età Olocenica. Le conoidi più antiche hanno pendenze comprese tra 12 e 19% (in media 17%), mentre le conoidi Oloceniche hanno pendenze tra 4 e 10% (in media 7%) (Zanchetta et al., 2004).

I Monti Lattari (Fig. 2.4) sono localizzati nella parte più meridionale della Piana Campana e costituiscono la struttura della Penisola Sorrentina. La dorsale è allungata in direzione SW-NE e separa la Piana Campana (a Nord) dal Golfo di Salerno (a Sud). L'intera penisola consiste in una dorsale monoclinica immergente a N-W dislocata da faglie normali e *thrusts* con componente *strike-slip* (Iannace et al., 2014; Vitale et al., 2017), principalmente orientati NW-SE (*trend* Appenninico) e NE-SW (*trend* anti-Appenninico) ed una non frequente componente orizzontale. Dal punto di vista geomorfologico, l'area è caratterizzata dalla presenza di antichi terrazzi erosionali separati da ripide scarpate di faglia, originatesi dall'interazione tra fasi di erosione, sollevamenti e fenomeni di fagliazione che hanno portato alla formazione di blocchi durante il Plio-Quaternario. Depositi di conoide alluvionale di origine quaternaria (basso-medio Pleistocene) e sedimenti piroclastici di età olocenica ricoprono la serie carbonatica del Cretaceo (Aucelli et al., 1996). I primi sono costituiti da depositi ghiaiosi calcarei alternati a strati limoso-sabbiosi, con spessori maggiori di 30 m, fagliati e sospesi rispetto all'attuale livello marino a causa di movimenti tettonici e variazioni eustatiche occorse negli ultimi 20000 anni. Inoltre, questi depositi formano spesso delle falesie o dei versanti instabili, sia lungo costa che in prossimità di valli fluviali. I

depositi alluvionali più giovani (Pleistocene superiore – Olocene), costituiti da depositi piroclastici e ghiaiosi alternati, e paleosuoli, sono inoltre presenti in tutto l'areale (Calcaterra & Santo, 2004).

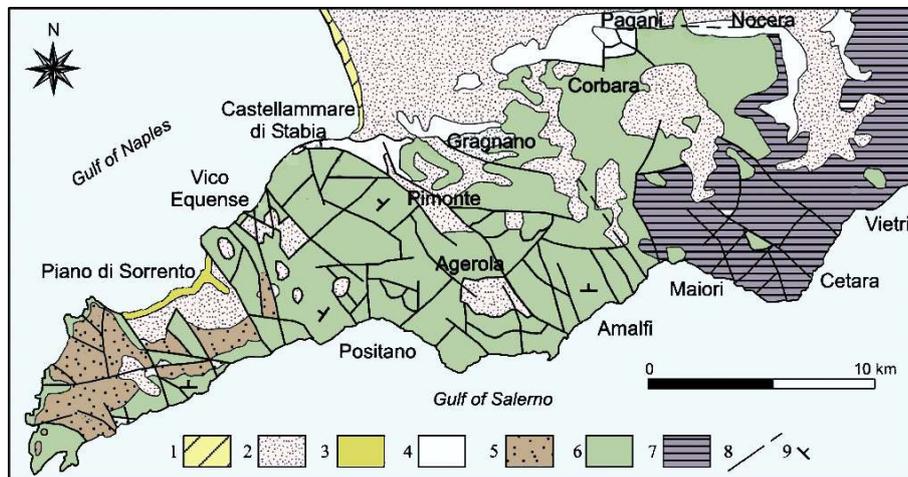


Figura 2.4: Mappa dell'assetto geologico dei Monti Lattari: (1) depositi costieri (Olocene); (2) depositi piroclastici da caduta, spessore > 5 m (Olocene– Pleistocene superiore); (3) Ignimbrite Campana (ca. 39.000 anni); (4) depositi alluvionali e di versante (Pleistocene superiore); (5) depositi flyschoidi (Miocene); (6) calcari mesozoici, ricoperti da depositi piroclastici (<5 m); (7) dolomie e calcari dolomitici (Mesozoico); (8) Faglie; (9) giaciture degli strati (modificato da Calcaterra & Santo, 2004).

Depositivi continentali piroclastici e detritici ricoprono i versanti carbonatici dei Monti di Sarno e Lattari, oltre a colmare anche la Piana Campana. Essi hanno in genere uno spessore di pochi metri e derivano essenzialmente dalle più importanti eruzioni pleistoceniche-oloceniche dell'isola di Ischia (da 150000 anni al 1302 d.C.), dei Campi Flegrei (da 39000 anni al 1538 d.C.) e del Somma-Vesuvio (da 25000 anni al 1944 d.C.). La loro distribuzione, soprattutto lungo i versanti carbonatici, dipende fortemente dall'orientazione degli assi di dispersione delle principali eruzioni e dalla distanza dal centro eruttivo, che per il Somma-Vesuvio varia dai circa 12 - 25 km per i Monti di Sarno e 20 – 28 km per i Monti Lattari (De Vita et al. 2006a).

La serie stratigrafica completa di riferimento dei depositi piroclastici è stata identificata ai piedi del settore occidentale dei Monti di Sarno da Rolandi et al. (2000). I depositi piroclastici più antichi (APC) sono costituiti principalmente da depositi da flusso cineritico dell'Ignimbrite Campana, datati circa 39000 anni dall'attuale, e da prodotti di altre importanti eruzioni dei Campi Flegrei e dell'Isola di Ischia. I depositi piroclastici più giovani (RPC) derivano dai prodotti delle principali eruzioni del Somma-Vesuvio: Codola (25000 anni - Rolandi et al., 2000), Sarno (17000 anni - Rolandi et al., 2000), Ottaviano (8000 anni - Rolandi et al., 1993a), Avellino 3760 anni (Rolandi

et al., 1993b), 79 d.C. (Lirer et al., 1973), 472 d.C. (Rolandi et al., 1998), 1631 d.C. (Rosi et al., 1993) e anche le eruzioni seguenti di minore importanza per volume di materiale eruttato, l'ultima della quale avvenuta nel 1944. Le eruzioni del Somma-Vesuvio che costituiscono l'RPC hanno asse di dispersione in genere orientato verso est, coinvolgendo maggiormente la dorsale carbonatica dei Monti di Sarno, a parte l'eruzione del 79 d.C., caratterizzata da un asse di dispersione orientato verso sud (in direzione dei Monti Lattari).

2.2. Storia vulcanica del Somma-Vesuvio

Il Somma-Vesuvio è uno stratovulcano ubicato nella porzione meridionale della Piana Campana. È caratterizzato da una forma conica, con un diametro di base di 7-8 km ed un'altezza di 1279 m, ed è definito "vulcano composito" in quanto consiste di un antico cono disseccato, chiamato Somma, che si innalza a partire dagli antichi depositi dell'Ignimbrite Campana (Barberi et al., 1978; De Vivo et al., 2001; Rolandi et al., 2003), di una più recente caldera asimmetrica multifase e un cono intracalderico chiamato Vesuvio, innalzatosi dopo l'eruzione di Pollena del 472 d.C. (Rolandi et al., 1998; Rolandi et al., 2004).

L'attività del Somma-Vesuvio è: ben documentata per quanto riguarda gli ultimi 2000 anni, relativamente ben nota nel periodo che va da 2000 a 33000 anni, mentre è poco conosciuta per il periodo che precede i 33000 anni dall'attuale. Le informazioni circa il vulcanismo più recente derivano da perforazioni profonde (~ 2100 m) di sondaggi localizzati nella porzione meridionale del versante vulcanico, in località Trecase (Brocchini et al., 2001).

Studi derivanti da datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e dall'uso di nano-fossili hanno suggerito l'inizio dell'attività vulcanica a ~ 0.4 Ma. Successivamente, nell'area si svilupparono piccoli centri vulcanici eruttivi e fessure. L'attività consisteva principalmente di prodotti magmatici tefritici e tempi di stasi di lunghezza variabile, caratterizzati da sedimentazioni marine durante le fasi di trasgressione del mare. Tuttavia questa alternanza fu bruscamente interrotta intorno ai 39000 anni a causa della messa in posto dell'Ignimbrite Campana su di un'area di circa 7000 km² (Barberi et al., 1978; De Vivo et al., 2001; Rolandi et al., 2003).

L'attività magmatica del Somma-Vesuvio propriamente detta è iniziata solo dopo la super-eruzione dell'Ignimbrite Campana. Infatti, soprattutto durante gli ultimi 33000 anni, differenti stili eruttivi si sono alternati, producendo l'attuale vulcano di forma conica costituito da depositi tufacei

e flussi lavici. Questi ultimi derivano principalmente dalle eruzioni pliniane (considerate le più distruttive), caratterizzate da prodotti piroclastici e da caduta, e dalle meno esplosive eruzioni stromboliane. Le più importanti eruzioni pliniane sono (Fig. 2.5): “Eruzione di Sarno (Pomici di Base)” a ~ 17000 anni, “Eruzione di Ottaviano (Pomici di Mercato)” a ~ 8000 anni, “Eruzione di Avellino” a ~ 3700 anni, “Eruzione di Pompei” nel 79 d.C. (Rolandi et al., 1998; Santacroce et al., 2008), “Eruzione di Pollena” nel 472 d.C. (Rolandi et al., 2004) e l’eruzione del 1631 d.C. Inoltre, tra le maggiori eruzioni, sono annoverati altri minori eventi esplosivi (Rolandi, 1997; Santacroce et al., 2003).

2.3.1. L’eruzione di Sarno o delle Pomici di Base

L’eruzione di Sarno o delle Pomici di Base (Fig. 2.6a) (Rolandi et al., 2000) datata 17000 anni dall’attuale è erroneamente assegnata all’attività vulcanica del Somma-Vesuvio invece che del solo Somma (Capaldi et al., 1985).

Questo evento esplosivo è stato caratterizzato principalmente da tre fasi (Santacroce et al., 2008):

- 1) prima fase, contrassegnata dalla deposizione di sottili livelli di pomici e ceneri da caduta;
- 2) fase pliniana intermedia, caratterizzata da abbondanti flussi piroclastici e pomici da caduta per un totale di ~ 4.4 km³ di materiale eruttato principalmente verso E-NE;
- 3) fase freatomagmatica in cui i depositi da *surge* ed i flussi litici hanno preceduto il collasso della caldera.

Sulla base della ricostruzione delle isopache e delle traiettorie balistiche, il cratere di questa eruzione è collocato in posizione centrale rispetto alla caldera del Monte Somma, che è localizzata nel settore occidentale a 1-2.5 km dall’attuale cono del Vesuvio. Il grande volume di tefra eruttato indica che l’eruzione delle Pomici di Base è stato uno degli eventi più esplosivi avvenuti negli ultimi 20000 anni. Infatti, i depositi da caduta ricoprono un’area di 2.60 km² all’interno dell’isopaca dei 20 cm con un volume totale di 4.4 km³. La composizione dei prodotti della fase pliniana varia dalle pomici trachitiche (SiO₂: 63 wt %) alle scorie latitiche scure (SiO₂: 53.7 wt %), assieme ad una diminuzione della vescicolazione dei clasti (dall’80 al 45%, rispettivamente). Questa variazione composizionale riflette una zonazione chimica della camera magmatica che ha alimentato l’eruzione.

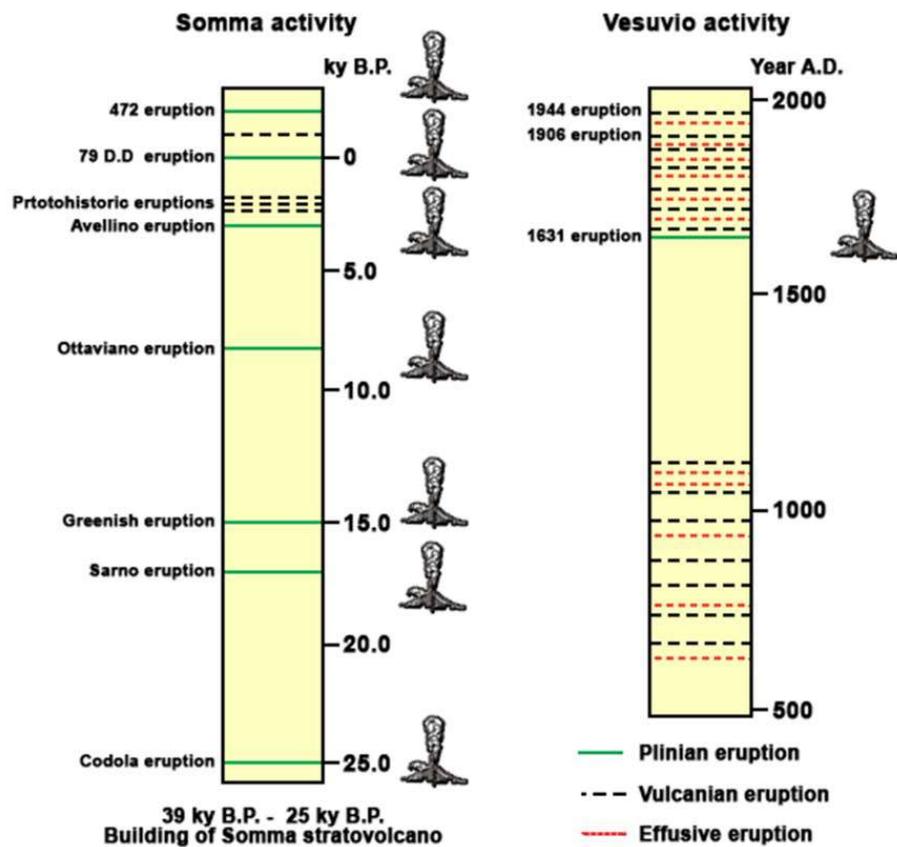


Figura 2.5: Attività vulcanica del Somma – Vesuvio ricostruita per gli ultimi 33000 anni (modificata da Rolandi et al., 2000).

2.3.2. L'eruzione di Ottaviano o delle Pomici di Mercato

L'eruzione di Ottaviano o delle Pomici di Base è la seconda maggiore eruzione pliniana ed è datata circa 8000 anni (Fig. 2.6b) (Rolandi, 1997; Rolandi et al., 1993b; Santacroce et al., 2008). Questa eruzione progredì in modo molto simile a quella di Sarno (Pomici di Base), attraverso tre importanti fasi: una fase di apertura, una fase pliniana caratterizzata da un'alta colonna eruttiva (22 km) e una fase freatomagmatica.

Durante questa eruzione, circa 2.40 km^3 di materiale piroclastico da flusso e da caduta, oltre a flussi da *surge* minori, furono messo in posto fino ad una distanza di circa 70 km in direzione E-NE rispetto al vulcano, creando un deposito di spessore pari a 0.5 m in un'area di 30 km^2 dal centro eruttivo. I depositi sono generalmente caratterizzati da due livelli basali di pomici intercalati ad un sottile livello di prodotti piroclastici da *surge* (Rolandi et al., 1993a).

2.3.3. L'eruzione di Avellino

L'eruzione pliniana di Avellino (Fig. 2.6c) è stata datata ~ 3700 anni dall'attuale (Rolandi et al., 1993b). Durante questo evento vulcanico ~ 2 km³ di materiale fu disperso principalmente in direzione E-NE, formando un deposito di circa 50 cm attorno la città di Avellino (Rolandi et al., 1993b). Le fasi eruttive che hanno contrassegnato questa eruzione sono costituite da un'alternanza complessa di fasi magmatiche e freatomagmatiche, seguite da un'importante eruzione pliniana a colonna sostenuta (24-36 km), e da una fase finale idromagmatica. I principali depositi piroclastici mostrano una gradazione tipica dal basso verso l'alto, con pomici basali bianche coperte da pomici grigie.

L'eruzione di Avellino fu seguita da una serie di eventi esplosivi denominati protostorici da Rolandi et al. (1998). Il loro numero è ancora controverso; Scaillet et al. (2008) hanno suggerito sei distinti eventi minori, mentre Rolandi et al. (1998) interpretarono i depositi come formati da tre eruzioni distinte chiamate 1 °, 2 ° e 3 ° Protostorico. È comunque generalmente riconosciuto che l'attività del Somma-Vesuvio durante questo periodo fu caratterizzata da forti eruzioni stromboliane che produssero pomici, scorie e depositi cineritici.

2.3.4. L'eruzione del 79 d.C. o eruzione di Pompei

L'eruzione pliniana di Pompei (Fig. 2.6d) avvenne nel 79 d.C. (Sigurdsson et al., 1982) ed è considerata la più drammatica e ben documentata del Somma.

Nel 79 d.C. il vulcano eruttò dopo circa otto secoli di inattività e causò la distruzione di alcune città romane quali Pompei, Ercolano e Stabia. Molti Autori hanno studiato questa eruzione (Lirer et al., 1973; Sigurdsson et al., 1985; Barberi et al., 1989; Gurioli et al., 1999; 2002), sebbene le più importanti informazioni derivino da due antiche lettere che Plinio “il giovane” inviò al suo amico Tacito.

Questa eruzione è stata caratterizzata da tre fasi eruttive (Santacroce et al., 2008):

- 1) una fase di apertura, caratterizzata dalla caduta di cenere e lapilli;
- 2) la principale fase pliniana, dominata da flussi piroclastici e da *surge*;
- 3) una principale fase freatomagmatica, in cui furono messi in posto abbondanti flussi litici.

Una correlazione stratigrafica dei principali *markers* dei livelli piroclastici ha permesso di identificare la tipica sequenza di questa eruzione, caratterizzata da pomice bianche da caduta depositate solo nel settore ESE, presso le città di Terzigno e Pompei (Lirer et al., 1993). Un importante *marker* che identifica l'inizio della deposizione delle pomice grigie è ampiamente diffuso a Pompei ed Oplonti (Lirer et al., 1993). La transizione tra l'attività magmatica e freatomagmatica avviene, invece, improvvisamente e senza *marker* di transizione.

2.3.5. *L'eruzione del 472 d.C. o Eruzione di Pollena*

Dopo l'eruzione del 79 d.C. l'attività del Somma è continuata fino al IV secolo d.C. con molte emissioni cineritiche. Dopo ~170 anni di quiescenza iniziò l'eruzione sub-pliniana del 472 d.C., anche detta di Pollena (Fig. 2.6e) (Rolandi et al., 2004). Durante questo evento, i depositi piroclastici da caduta si alternarono ai densi flussi piroclastici, raggiungendo un totale di 0.6 km³ di materiale disperso in direzione N-NE. L'eruzione fu, infatti, caratterizzata da un'alternanza di fasi esplosive più o meno intense che culminarono con una particolarmente potente attività idromagmatica che distrusse l'antico Somma.

2.3.6. *L'eruzione del 1631 d.C.*

L'ultima importante eruzione storica è quella del 1631 d.C. (Fig. 2.6f), che seguì ad un periodo di riposo vulcanico di 500 anni (Rolandi et al., 1993a). Questa eruzione è ben documentata poiché avvenuta in epoca storica. In particolare, benché l'intero evento sia durato solo due giorni, esso è stato costituito inizialmente da un'alternanza di fasi sub-pliniane e vulcaniane caratterizzata da numerosi flussi piroclastici che hanno colpito e distrutto le aree meridionali più vicine al cratere, provocando circa 4000 vittime. Successivamente si è avuta la principale fase pliniana con una colonna eruttiva sostenuta alta ~ 28 km, caratterizzata da flussi lavici e interazione superficiale acqua-magma.

Dopo l'eruzione del 1631 d.C., il vulcano è stato continuamente in attività fino al 1944, con molte eruzioni inter-pliniane separate tra di loro da un periodo di inattività non superiore ai 40 anni. Questi eventi sono stati caratterizzati principalmente da flussi lavici presso la sommità del cratere o comunque in prossimità della caldera del Somma-Vesuvio (Santacroce et al., 2008). L'ultima attività del vulcano è datata 1944 e da allora il vulcano è in uno stato di quiescenza.

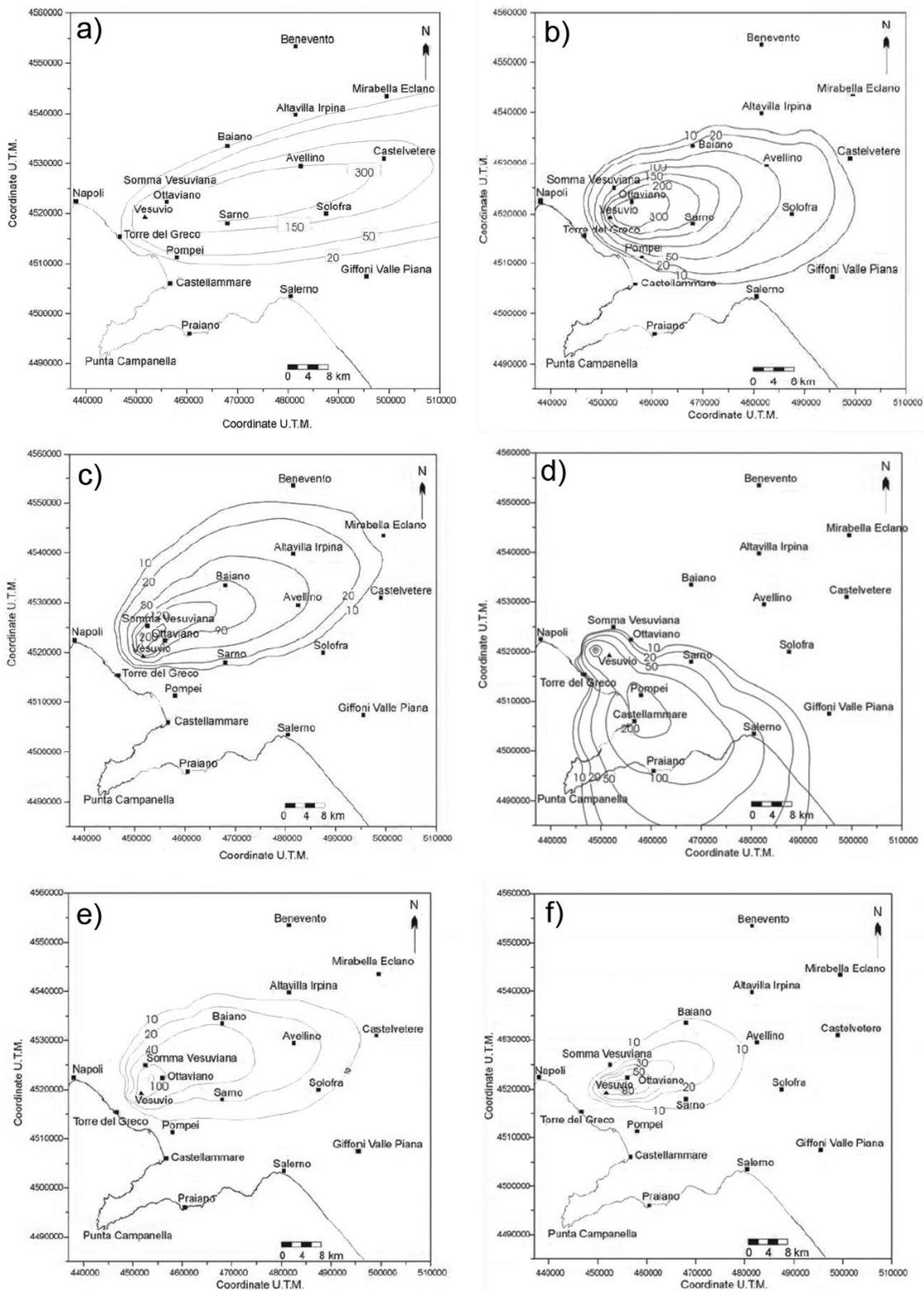


Figura 2.6: Mappe delle isopache in centimetri delle principali eruzioni pliniane del Somma-Vesuvio: a) eruzione di Sarno o delle Pomice di Base (17000 anni) (Bertagnini et al., 1998); b) eruzione di Ottaviano o delle Pomice di Mercato (8000 anni) (Rolandi et al., 1993); c) eruzione di Avellino (3700 anni) (Rolandi et al., 1993); d) eruzione del 79 d.C. o di Pompei (Lirer et al., 1973); e) eruzione del 472 A.D. o di Pollena; f) eruzione del 1631 A.D. (Rolandi et al., 1998).

2.4. Distribuzione dei depositi piroclastici da caduta nell'areale perivesuviano

I rilievi che costituiscono le catene montuose di Sarno e Lattari sono ricoperti dai termini più recenti della successione piroclastica prodotta dalle eruzioni del Somma-Vesuvio. Dopo la deposizione, questa successione vulcanoclastica ha subito processi denudazionali ad opera di fenomeni erosivi e gravitativi, in relazione alle caratteristiche morfologiche dei versanti interessati e all'occorrenza di determinati fenomeni pluviometrici. Questo ha causato in molti punti l'incompletezza della successione stratigrafica. Inoltre, la distanza dal centro eruttivo, l'orientamento dell'asse di dispersione di ogni eruzione e l'inclinazione di versanti carbonatici, rendono lo spessore e l'assetto stratigrafico dei depositi piroclastici estremamente differenziato per i due ambiti fisiografici dei Monti di Sarno e Lattari (De Vita & Nappi, 2013).

La serie vulcanoclastica completa di riferimento è stata identificata ai piedi del versante occidentale dei Monti di Sarno, ed è costituita dai depositi piroclastici più antichi ascrivibili al complesso piroclastico antico (APC) e più recenti ascrivibili al complesso piroclastico recente (RPC). Nel primo caso, la serie consiste principalmente in depositi piroclastici da flusso dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (39000 anni) e da altri prodotti provenienti dai Campi Flegrei e dall'Isola di Ischia. I depositi più recenti includono, invece, i prodotti dell'eruzione del Somma-Vesuvio (Par. 2.2). Gli assi di dispersione che caratterizzano le eruzioni dell'RPC hanno avuto un'orientazione verso est, coinvolgendo così principalmente la dorsale carbonatica dei Monti di Sarno, a parte l'eruzione del 79 d.C., il cui asse di dispersione è stato orientato verso sud in direzione dei Monti Lattari (De Vita et al., 2006a) come già mostrato in Figura 2.6.

Per valutare la distribuzione dei depositi che costituiscono l'RPC nell'areale circostante il Somma-Vesuvio, alcuni Autori hanno sviluppato dei modelli empirici di distribuzione. In particolare, De Vita et al. (2006a) hanno sviluppato una mappa delle isopache totali derivata dalla somma algebrica delle singole mappe numeriche (già note in letteratura per le eruzioni precedentemente elencate, Fig. 2.6), usando la tecnica di interpolazione del *Kriging* (Fig. 2.7a). Da questa elaborazione è possibile apprezzare il massimo valore teorico di spessore per l'RPC compreso tra i 4 ed i 7 m per i Monti di Sarno, e tra i 2 e i 3 metri per i Monti Lattari. È importante specificare che il modello considera un meccanismo di deposizione verticale che, lungo i versanti, genera uno

spessore reale (misurato perpendicolarmente alla superficie del versante) parallelo al pendio, in accordo con il modello di Fisher (1985) [Eq. 2.1]:

$$S = S_t \cdot \cos \alpha \quad [2.1]$$

dove S = spessore reale; S_t = spessore massimo teorico; α = angolo di pendio.

Questa relazione, verificata con una serie di indagini sul campo condotte in diverse condizioni morfologiche lungo i pendii dei Monti di Sarno e Lattari, consente di ottenere informazioni circa la distribuzione teorica dei depositi piroclastici da caduta in termini di spessore reale (De Vita et al., 2006a-b). I risultati di questo modello indicano che i valori massimi reali sono comparabili con i valori massimi teorici fino ad un'inclinazione del versante di circa 30°; al di sopra di tale valore esiste invece una diminuzione progressiva fino al suo annullamento per valori superiori a 50° di angolo di pendio (Fig. 2.7b). Ovviamente, possono esserci delle variazioni (assottigliamento localizzato) nello spessore dei depositi a causa dell'occorrenza dei fenomeni denudazionali attribuibili a fenomeni di erosione lineare.

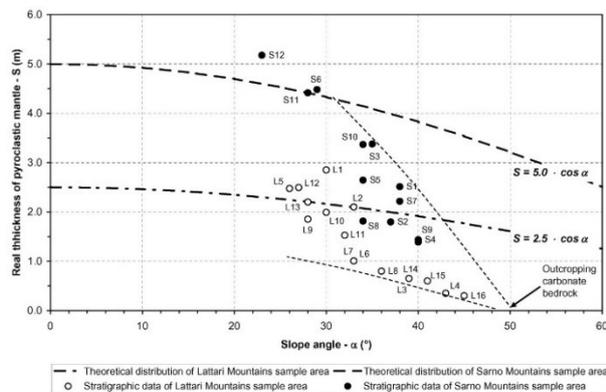
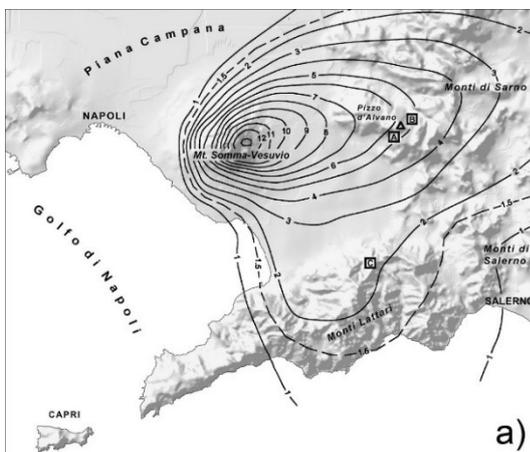


Figura 2.7: a) mappa delle isopache totali per l'RPC derivate dalla somma algebrica delle isopache delle eruzioni di Codola (25000 anni), Sarno (17000 anni); Ottaviano (8,000 anni); Avellino (3700 anni); 79 d.C.; 472 d.C.; 1631 d.C. (De Vita & Celico, 2006); b) distribuzione teorica (curve) e reale (punti) dei depositi piroclastici lungo i versanti dei Monti di Sarno e Lattari (da De Vita et al., 2006a, b), espressa in termini di spessore reale. È possibile evidenziare la divergenza dei dati di spessore reale dalla distribuzione teorica per valori di angolo di pendio superiore a 30°. Lo spessore dei depositi piroclastici diventa trascurabile per valori maggiori di 50° (valore presso cui si ha in genere l'affioramento del substrato carbonatico).

Un avanzamento del modello della distribuzione regionale dei depositi piroclastici da caduta è stato quello realizzato da De Vita & Nappi (2013) e successivamente da Fusco et al. (2017), che si differenziano dal precedente grazie all'implementazione dei depositi costituenti l'APC nella somma algebrica delle mappe delle isopache, realizzata in un sistema GIS (Fig. 2.8a). Questa modellazione giunge a valle di una fase di campo in cui sono stati realizzati diversi pozzetti e trincee esplorative lungo i versanti dei Monti di Sarno e Lattari su versanti ad acclività minore di 30° , al fine di confrontare lo spessore reale e quello ottenuto dalla distribuzione teorica del modello regionale. I risultati mostrano che, per valori inferiori di 28° , lo spessore totale osservato corrisponde a quello teorico calcolato con l'[Eq. 2.1]. Diversamente, per angoli di pendio maggiori, lo spessore reale risulta inferiore a quello teorico per la stessa area. Una spiegazione a questo comportamento è stata fornita grazie all'analisi degli eventi franosi occorsi in passato, dimostrando che l'occorrenza di frane lungo questi versanti avviene principalmente per angoli di pendio superiori a 28° (de Riso et al., 1999; Fusco et al., 2017) (Fig. 2.b). Il modello regionale consente di osservare che lo spessore dei depositi piroclastici diminuisce per valori di angolo di pendio maggiori di 28° fino all'annullamento per valori maggiori di 50° . In questo intervallo di acclività critico è stimato un volume totale di materiale pari a circa $73 \times 10^6 \text{ m}^3$.

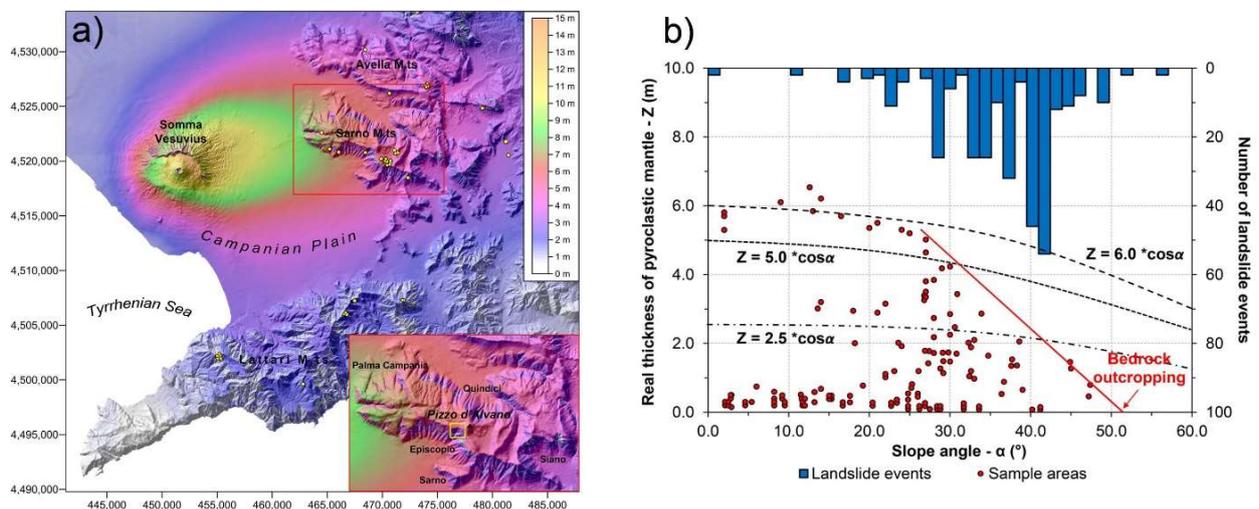


Figura 2.8: a) modello di distribuzione dei depositi piroclastici da caduta nell'areale peri-vesuviano. I valori dello spessore sono espressi in metri; b) grafico degli spessori totali dei depositi piroclastici (z), misurati in aree campionate, verso i valori di angolo di pendio (punti rossi) e confronto con i modelli teorici delle tipiche condizioni di innesco frane per i Monti di Sarno e Lattari (da Fusco et al., 2017).

Infine, la più recente rielaborazione è stata condotta da Del Soldato et al. (2018) (Fig. 2.9). In questo caso, gli Autori hanno considerato quattro modelli empirici che rappresentano la distribuzione spaziale dello spessore dei depositi piroclastici rispetto al substrato. Tre di questi modelli sono già noti in letteratura e consistono in alcune relazioni tra la profondità del substrato e le caratteristiche morfologiche del versante, mentre il quarto combina lo spessore totale iniziale della copertura piroclastica con il gradiente di pendenza. Quest'ultimo modello, chiamato SEPT (*Slope Exponential Pyroclastic Thickness*) fornisce una mappa degli spessori di copertura molto accurata se confrontata con quella del modello di De Vita & Nappi (2013), come evidenziato dall'analisi statistica condotta su 300 spessori misurati direttamente o indirettamente in campo (Del Soldato et al., 2018). Il modello SEPT si basa su una relazione tra lo spessore del materiale eruttato e l'angolo di pendio mediante una relazione esponenziale inversa [Eq. 2.2]:

$$S = S_t^{-1/1 + \tan \alpha} \quad [2.2]$$

con S = spessore reale; S_t = spessore massimo teorico; α = angolo di pendio.

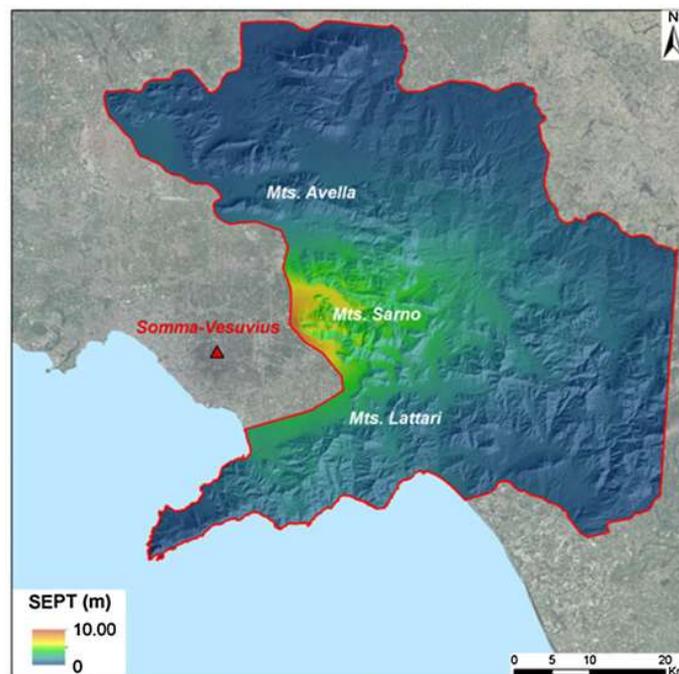


Figura 2.9: Mappa della distribuzione della copertura piroclastica ottenuta dal modello SEPT (*Slope Exponential Pyroclastic Thickness*) (Del Soldato et al., 2018).

2.5. Assetto stratigrafico e pedologico dei depositi piroclastici da caduta nell'areale peri-vesuviano

Al fine di descrivere il complesso assetto stratigrafico e pedologico dei depositi piroclastici, caratterizzati dalla sovrapposizione delle diverse fasi eruttive tra le quali sono intercorsi vari processi pedogenetici, De Vita et al. (2006b) hanno condotto rilievi geologici di campo finalizzati alla realizzazione di tagli artificiali, pozzetti esplorativi e trincee. Utilizzando poi i criteri forniti da Terribile et al. (2000) e dalla USDA (2014), in combinazione con la classifica geotecnica e litostratigrafica dei suoli definita dalla USCS (*Unified Soil Classification System*), sono stati classificati i principali orizzonti pedogenetici della serie piroclastica. In particolare, nelle aree dei Monti di Sarno, Avella, Lattari e Salerno sono state rinvenute serie vulcanoclastiche complete in aree morfologicamente conservative (con angolo di pendio inferiore ai 28°), caratterizzate comunque da un differente assetto stratigrafico a causa dell'orientazione degli assi di dispersione di ogni eruzione. Per i Monti di Sarno, la serie è costituita da (Fig. 2.10):

- Orizzonte A, caratterizzato da un'abbondanza di materiale organico, in cui i frammenti di materiale vulcanico sono distinti con difficoltà; è classificato come terreno altamente organico (Pt) nella classifica USCS;
- Orizzonte B, caratterizzato prevalentemente da clasti 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 (USDA, 1998), classificabile come sabbia con limo (SM);
- Orizzonte C, costituito da clasti pomicei scarsamente alterati ed a spigoli vivi, con dimensione massima fino a 30 mm, variabili dai lapilli alle ceneri grossolane (Schmidt, 1981), classificabile come ghiaie e sabbie pulite da poco a ben gradate (GW e GP), generalmente attribuibile all'eruzione del 472 d.C.;
- Orizzonte Bb, corrispondente ad un orizzonte B sepolto dal successivo evento deposizionale e pertanto considerabile come un paleosuolo, classificabile come sabbia con limo (SM);
- Orizzonte Cb, rappresentativo di un orizzonte C sepolto, costituito da piroclastiti pomicei e di dimensioni variabili dai lapilli alle ceneri grossolane e pertanto classificabile come l'orizzonte C (GW o GP), sebbene in alcuni casi esso abbia presentato, verso il basso, la prevalenza della frazione sabbiosa (SW o SP), generalmente attribuibile all'eruzione di Avellino (~ 3700 anni);

- Orizzonte Bb_{basal}, corrispondente a un deposito piroclastico residuale, fortemente pedogenizzato, rappresentativo dei prodotti delle eruzioni precedenti, classificabile anch'esso come sabbia con limo (SM);
- Orizzonte R, corrispondente al substrato carbonatico, le cui discontinuità sono occluse dalla parte più sottile del deposito piroclastico soprastante.

In accordo ai criteri di classificazione pedologica, gli orizzonti B e Bb sono classificabili come andosuoli (Thorp & Smith, 1949; USDA, 1998), e rappresentano il prodotto dei processi pedogenetici occorsi al deposito piroclastico.

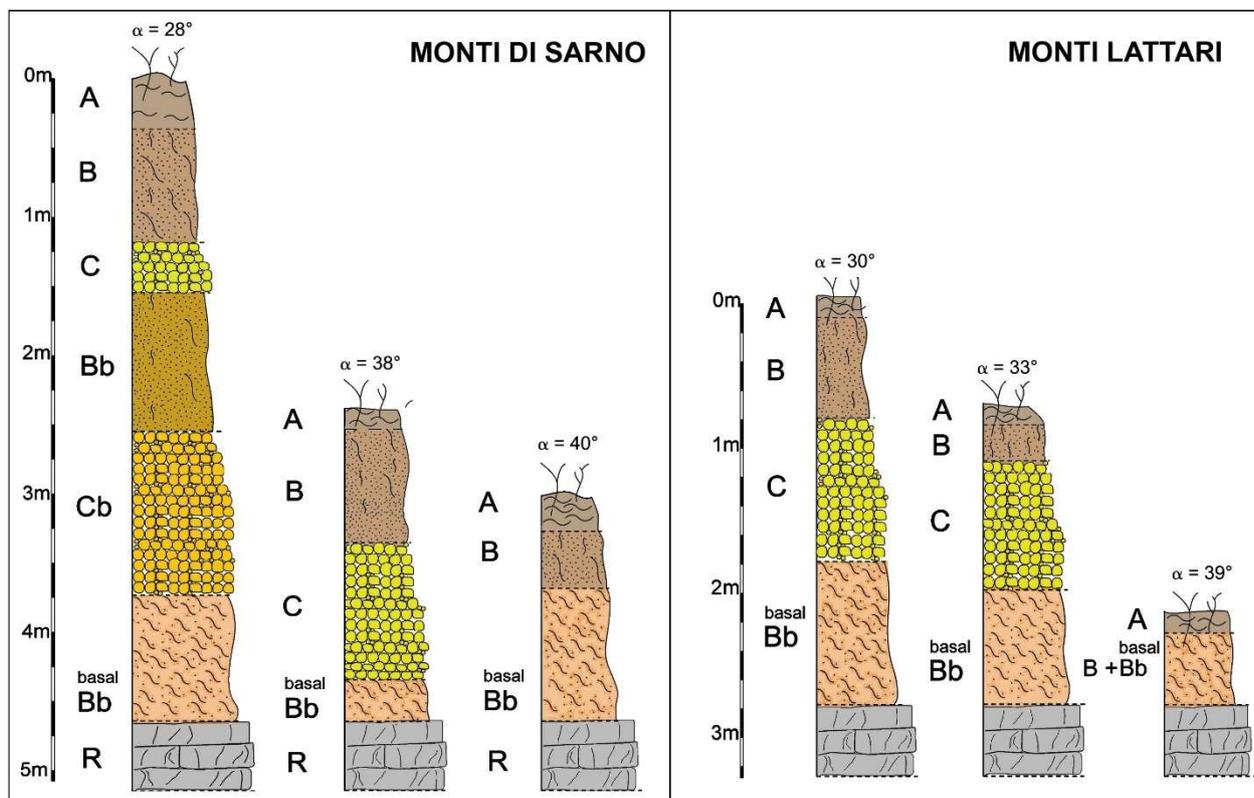


Figura 2.10: Stratigrafie rappresentative (spessori reali) derivate dalle trincee esplorative realizzate nelle aree conservative dei Monti di Sarno e Lattari per diversi angoli di pendio (α). Orizzonti del suolo: orizzonte A, classificato come suolo organico (Pt); Orizzonte B, caratterizzato da pomici, variabili in granulometria dalla cenere grossolana a fine, soggetto a processi di pedogenesi e classificato come sabbia con limo (SM); Orizzonte C, costituito da lapilli pomicei, angolari e poco alterati, con dimensioni massime fino a 30 mm, variabili dai lapilli alle ceneri grossolane, classificati come ghiaia pulita e sabbia ben gradata (GW o GP); Orizzonte Bb, paleosuolo, corrispondente ad un orizzonte B sepolto e classificato come sabbia con limo (MS); Orizzonte Cb, rappresenta un orizzonte C sepolto, con granulometria variabile dai lapilli pomicei alle ceneri grossolane, classificato come l'orizzonte C (GW o GP); orizzonte Bb_{basale}, corrispondente a un deposito piroclastico residuale soggetto a intensi processi pedogenetici, classificato come sabbia con limo (SM); Orizzonte R, corrispondente al substrato roccioso calcareo (De Vita et al., 2006b).

La serie vulcanoclastica completa per i Monti Lattari presenta caratteristiche simili alla precedente soprattutto in relazione al suolo attuale ed ai paleosuoli. Per quanto, invece, riguarda gli orizzonti pomicei, ne viene rinvenuto solo uno, ascrivibile all'eruzione del 79 d.C. (Fig. 2.10). Anche in questo caso, esiste un paleosuolo basale che ricopre il substrato carbonatico, attribuibile in parte al deposito dell'APC.

La riduzione dello spessore della copertura piroclastica per un angolo di pendio maggiore di 28°, e fino al suo annullamento per angoli superiori a 50°, ha una forte influenza sull'assetto stratigrafico della serie vulcanoclastica lungo i versanti (De Vita et al., 2006a). Infatti, nella maggioranza dei casi la riduzione dello spessore totale comporta la scomparsa degli orizzonti C e Bb, fino al contatto diretto tra l'orizzonte B e l'orizzonte Bb_{basal}.

2.6. Caratterizzazione climatica e idrogeologica dei Monti di Sarno e Lattari

La Campania si estende su di un'area di circa 13590 km² e in una fascia di latitudine relativamente stretta (40° - 41° N). L'intervallo di altitudine varia dal livello marino (le piane costiere ricoprono circa il 18% dell'intero territorio regionale) a 2050 m s.l.m. (Monte Miletto), con una prevalenza di aree a bassa altitudine: l'altitudine media è infatti di 440 m s.l.m..

A grande scala, l'Italia rientra nella regione dei climi temperati caldi o subtropicali (Köppen, 1936) collocandosi, nello specifico, in quella fascia di latitudine caratterizzata da un clima mediterraneo (o subtropicale con estate asciutta). La Campania è quindi caratterizzata da un clima che varia dal tipo mediterraneo lungo il settore costiero, al clima mite mediterraneo nelle aree interne, ed è influenzato dagli anticicloni delle Azzorre, Siberiano e Sud-Africano, oltre che dai minimi Islandese e delle Aleutine. Le estati sono generalmente calde e secche, mentre gli inverni sono moderatamente freddi e piovosi. Le temperature medie oscillano in un intervallo compreso tra circa 10°C nelle zone interne, 18°C nelle aree costiere e 15.5°C nelle piane bordate dai massicci carbonatici. Inoltre la correlazione tra le temperature e l'elevazione nella regione è estremamente elevata (in genere > 0.9), con un gradiente di circa -0.5°C a -0.7°C ogni 100 m (Ducci & Tranfaglia, 2008).

Il regime pluviometrico italiano consiste in quattro differenti tipologie: (1) Alpino continentale; (2) Alpino sublitorale; (3) Appenninico sublitorale; e (4) marino. La Campania si caratterizza prevalentemente per un regime di tipo Appenninico sublitorale, con un massimo in autunno/inverno (da dicembre ad aprile). La distribuzione spaziale delle precipitazioni medie annue è fortemente influenzata dagli effetti orografici della Catena appenninica sulle masse di aria umida che si muovono verso est dal Mar Tirreno. In relazione proprio alla localizzazione della Catena appenninica, le precipitazioni maggiori avvengono nel settore occidentale della regione, con un valore massimo di circa 1700 – 2000 mm lungo la Catena stessa; nella porzione orientale della Catena sono registrate precipitazioni annue comprese tra 700 – 900 mm (Allocca et al., 2015).

Le misure di temperature dell'aria, umidità, quantità di precipitazioni in Italia sono a cura del SIMN (Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale). I dati di pioggia sono registrati attraverso una rete regionale di pluviometri, di recente avanzati dalla versione meccanica a quella digitale. Nello specifico, la nuova rete di pluviometri digitali è diventata pienamente operativa a partire dall'anno 2000, raggiungendo intervalli di misurazione più brevi, nell'ordine dei minuti. La vecchia rete, con una densità inadeguata per le previsioni e gli avvisi in caso di frane e alluvioni, è invece ancora molto utilizzata per l'analisi dei dati mensili e annuali, in quanto rappresenta un set di dati molto ampio e continuo. Essa comprende infatti più di 250 stazioni distribuite uniformemente in tutta l'area regionale, 110 delle quali hanno serie di dati quasi complete dal 1951 e circa 40 delle quali hanno dati sulle precipitazioni dal 1920. L'altitudine media delle stazioni è di circa 350 m, superando i 1000 m solo in pochi casi. Mentre, al contrario, le stazioni di misura della temperatura in tutta la regione sono considerevolmente meno numerose, con pochissimi dati e non continui.

Da un punto di vista idrogeologico, i massicci carbonatici dei Monti di Sarno e Lattari sono caratterizzati da acquiferi fratturati e parzialmente carsificati con una permeabilità variabile in relazione al diverso grado di fratturazione, riempimento delle fratture, presenza di intercalazioni meno permeabili (orizzonti marnosi o calcari marnosi) ed elementi tettonici (De Vita et al., 2013). Inoltre essi sono caratterizzati da una copertura piroclastica con permeabilità laterale e verticale variabile.

Il flusso idrico sotterraneo si compone generalmente di un deflusso di base, che ha luogo negli acquiferi carbonatici profondi, e di un flusso superficiale che si sviluppa nella parte superiore del substrato e nella copertura piroclastica. La prima componente genera delle sorgenti alla base dei

rilievi tra 27 e 30 m s.l.m., con una portata media pari a 9.4 m³/s per i Monti di Sarno (Celico, 1983), mentre per i Monti Lattari queste sorgenti sono localizzate al livello marino.

Gli acquiferi superficiali sono invece legati alla presenza di falde sospese perenni o stagionali, con sorgenti che hanno una portata media inferiore a 0.01 m³/s e diversamente dai Monti Lattari, quelle dei Monti di Sarno sono più predisposte alla modulazione del flusso (De Vita & Piscopo, 2002). Questo comportamento è probabilmente dato dai depositi piroclastici più spessi che ricoprono i Monti di Sarno a quota più elevata e nelle aree sommitali delle depressioni tettonocarsiche.

La comprensione del regime idrologico e dei processi che hanno dato luogo a differenti scale all'interno dei depositi piroclastici che ammantano i versanti carbonatici, e all'interno del substrato stesso (come l'immagazzinamento idrico, l'evapotraspirazione, il ruscellamento superficiale, la percolazione della zona vadosa a quella satura), è considerata un aspetto cruciale per la stabilità dei versanti. Per questa ragione, negli anni sono stati proposti diversi modelli idrologici concettuali, come ad esempio il modello di Celico & Guadagno (1998) che assume la formazione di falde sospese occasionali in risposta ad eventi pluviometrici intensi. Crosta & Dal Negro (2003), Frattini et al. (2004) e De Vita et al. (2006b) ipotizzano, invece, la formazione di un flusso transiente variabilmente saturo all'interno della copertura piroclastica come conseguenza diretta del processo di infiltrazione. In alternativa, un altro modello concettuale idrogeologico invoca un contributo idraulico proveniente dal substrato carbonatico (Celico et al. 1986; Celico & Guadagno, 1998) in relazione alla circolazione sotterranea sospesa nella parte superficiale del substrato. In una versione differente dello stesso modello, il contributo idraulico dal substrato è considerato indispensabile per l'innesco del fenomeno di instabilità durante gli intensi fenomeni pluviometrici. In questi modelli, il flusso di acque sotterranee sospese è correlato al carsismo e alla connessione dell'ammasso roccioso grazie alla presenza di idrostrutture di forma conica (Cascini et al. 2000, 2003, 2008, 2011).

Capitolo 3

Processi idrologici e frane superficiali

Lo stato idrologico del versante esercita un'importante influenza sull'insorgere di un fenomeno franoso. I processi idrologici che concorrono alla modifica delle condizioni di stabilità dei versanti includono: le precipitazioni (e quindi la loro distribuzione spaziale e temporale); i processi di infiltrazione, deflusso superficiale, sub-superficiale e profondo legato alla ricarica dei corpi idrici sotterranei; processi di evaporazione, traspirazione ed intercezione fogliare. La significatività di questi processi è, inoltre, strettamente controllata dalle proprietà fisiche dei suoli e del substrato, non solo alla micro-scala, ma anche alla scala di versante (Sidle & Ochiai, 2006).

3.1. Processi idrologici di versante

3.1.1. Infiltrazione

Quando un evento pluviometrico si verifica su di un suolo relativamente asciutto, il potenziale matriciale responsabile del fenomeno della capillarità agisce in concomitanza con il fenomeno della gravità affinché l'acqua tenda a trasferirsi dalla superficie terrestre verso il basso, in un processo comunemente noto come infiltrazione.

La capacità di infiltrazione di un suolo è strettamente correlata alle sue proprietà idrauliche, in quanto essa rappresenta il massimo quantitativo d'acqua che può infiltrarsi al suolo per unità temporale. Per un suolo asciutto la capacità di infiltrazione è elevata all'inizio dell'evento di pioggia, a causa dell'elevato valore di suzione, per poi assumere un valore costante quando il suolo raggiunge la saturazione. In questo caso si parla di Conducibilità Idraulica a saturazione (K_{sat}).

Il classico andamento di una curva di infiltrazione per un suolo omogeneo è mostrato in Figura 3.1a. In relazione all'iniziale contenuto d'acqua del suolo considerato, il valore iniziale del tasso d'infiltrazione può variare, ma in ogni caso diminuirà con l'avanzare, verso il basso, del fronte umido. Se il tasso d'infiltrazione supera la capacità d'infiltrazione del suolo, l'acqua in eccesso tenderà a stagnare sulla superficie, innescando il fenomeno del ruscellamento/deflusso superficiale o *runoff* (Fig. 3.1b).

Nel corso degli anni molti studi hanno affrontato la tematica del processo d'infiltrazione, ma una valida teoria è quella sviluppata da Horton nel 1933, che resta ancora oggi una delle più accreditate per la sua semplicità e facilità di applicazione. Secondo Horton (1933) la capacità d'infiltrazione f ad un tempo t di un suolo può essere stimata come [Eq. 3.1]:

$$f = fc + (f_0 - fc) e^{-kt} \quad [3.1]$$

dove fc è la capacità d'infiltrazione per $t \rightarrow \infty$, f_0 è la capacità d'infiltrazione al tempo $t = 0$, k è una costante empirica che dipende dalle proprietà del suolo e t è il tempo intercorso dall'inizio dell'evento pluviometrico. In accordo con il modello di Horton, la capacità d'infiltrazione, descritta dall'Equazione 4.6, decresce in modo esponenziale dall'inizio dell'evento pluviometrico ed in relazione all'avanzamento, all'interno del suolo, del fronte umido.

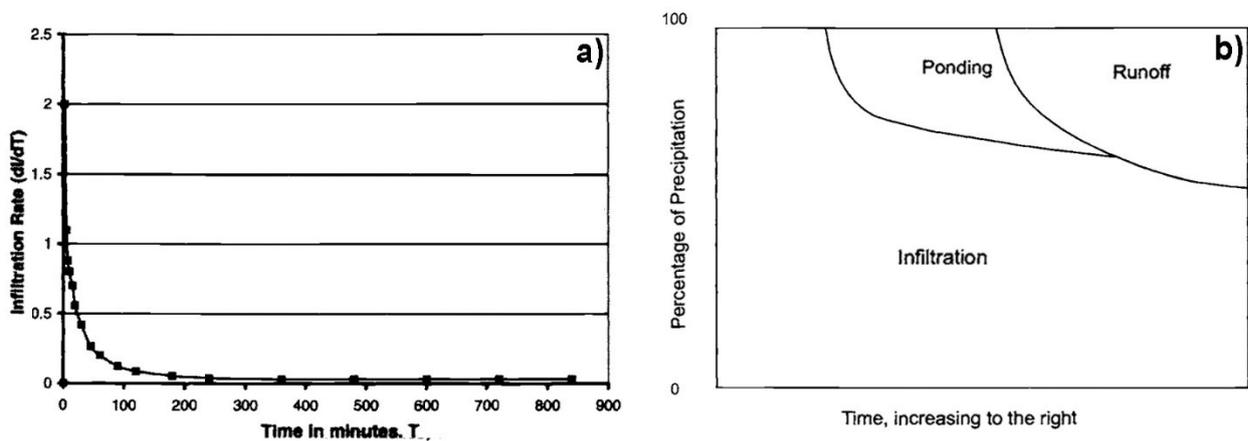


Figura 3.1: a) rappresentazione grafica del tasso di infiltrazione (dl/dt) contro il tempo intercorso dall'inizio dell'evento pluviometrico (T); b) processi che intervengono durante una precipitazione ad intensità costante (infiltrazione, stagnamento e deflusso superficiale) (Weight & Sonderegger, 2001).

3.1.2. Runoff, throughflow e baseflow

Il ruscellamento/deflusso superficiale, comunemente noto in ambito scientifico come *runoff*, oppure *overland flow* (Kirkby & Chorley, 1967), è la componente della precipitazione meteorica che arriva alla superficie terrestre e fluisce al di sopra di essa per effetto di particolari condizioni impervie del territorio, come affioramenti rocciosi, superfici stradali o altro, o per effetto di parziale saturazione dell'areale, o ancora quando il tasso di pioggia supera la capacità di infiltrazione del suolo.

Diversamente, il flusso idrico derivante dal processo di infiltrazione, e che fisicamente è al di sotto della superficie terrestre, è identificato da Kirkby & Chorley (1967) con il termine di deflusso ipodermico o *throughflow*. Per gli Autori il *throughflow* si verifica in versanti vegetati, con suoli relativamente spessi intercalati da orizzonti meno permeabili e sovrapposti ad un substrato impermeabile non alterato. Diversi studi dimostrano che il *throughflow* o deflusso sub-superficiale è capace di generare picchi di apporto idrico negli idrogrammi fluviali, sia misurando direttamente il contributo del *throughflow* dopo piogge simulate su un versante naturale (Whipkey, 1965), sia in modo indiretto utilizzando la teoria del modello ad aree parziali contributive (Betson, 1964). Quest'ultimo suggerisce che i due principali meccanismi responsabili della rapida risposta del flusso fluviale consistono nell'apporto idrico derivante da areali prossimi alle aste fluviali, per cui esiste un deflusso ipodermico diretto e una circolazione idrica più profonda (*baseflow*) da aree montuose ad aree pianeggianti (Fig. 3.2).

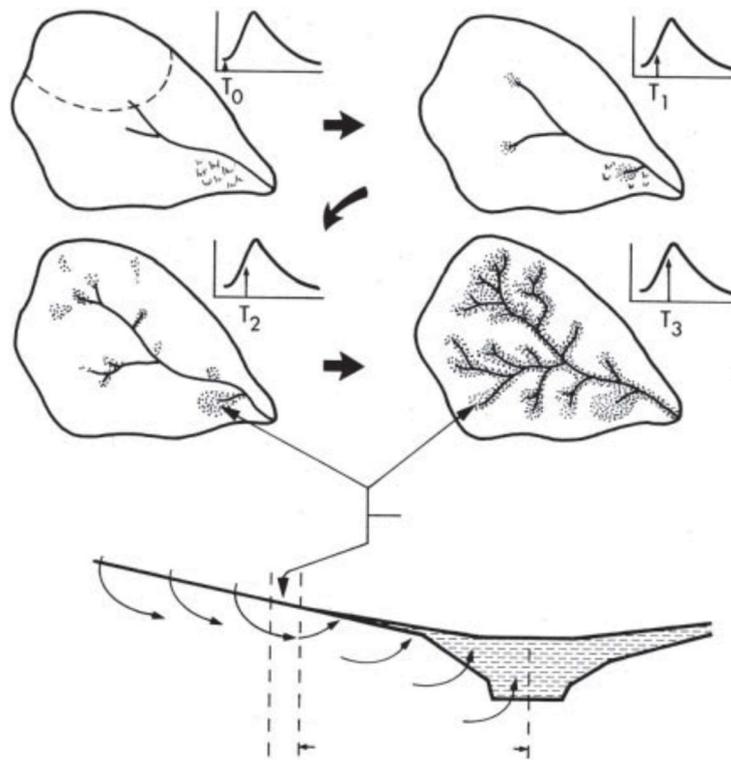


Figura 3.2: Schema del modello ad aree parziali contributive al deflusso ipodermico e relazione tra deflusso superficiale e zone in cui non avviene il fenomeno di infiltrazione. Le frecce sugli idrogrammi indicano come la risposta del flusso fluviale cambi in relazione all'espansione delle aree contributive (Brooks et al., 2012).

L'infiltrazione e le diverse tipologie di deflusso idrico che possono generarsi al di sotto della superficie terrestre sono fortemente influenzate dalle condizioni idrologiche, geomorfologiche e stratigrafiche dei suoli coinvolti. Inoltre, particolari condizioni idrologiche e geotecniche dei suoli, oltre ad adeguati spessori, costituiscono i parametri che condizionano maggiormente l'insacco del deflusso sub-superficiale.

Nello specifico, la parte di deflusso sub-superficiale derivante dall'infiltrazione di un evento pluviometrico che raggiunge un canale fluviale in tempi relativamente brevi è identificato come *interflow* o *pipeflow*. Questo deflusso è tipico di bacini molto estesi ricoperti da fitta vegetazione, con spessori importanti di suoli e caratterizzati dalla presenza di macropori.

Su un versante, in base alla durata ed all'intensità del fenomeno pluviometrico, possono verificarsi differenti tipologie di deflusso idrico superficiale. Nello specifico, piogge di bassa intensità e breve durata possono generare un deflusso superficiale di tipo Hortoniano (*Hortonian overland flow*) (Haggett & Chorley, 1969) in varie aree (Fig. 3.3): 1) vicino al reticolo idrografico (Kirkby & Chorley, 1967; Jamison & Peters, 1967; Carson & Kirkby, 1972); 2) negli *hollows* (Kirkby & Chorley, 1967; Dunne & Black, 1970); 3) in aree caratterizzate da suoli non molto spessi. In concomitanza con fenomeni pluviometrici particolarmente intensi e/o prolungati, in versanti vegetati con orizzonti caratterizzati da un significativo strato di humus può verificarsi un *overland flow* derivante da affioramento di acqua in superficie (*returnflow*), o da condizioni di saturazioni del versante (Kirkby & Chorley, 1967) (Fig. 3.4).

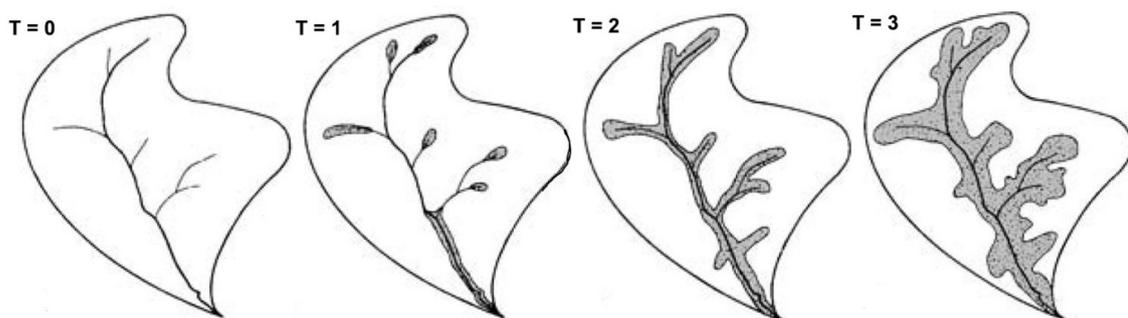


Figura 3.3: Formazione di aree sature o quasi sature (in grigio), in prossimità del reticolo idrografico, e loro espansione durante un evento pluviometrico (Kirkby & Chorley, 1967).

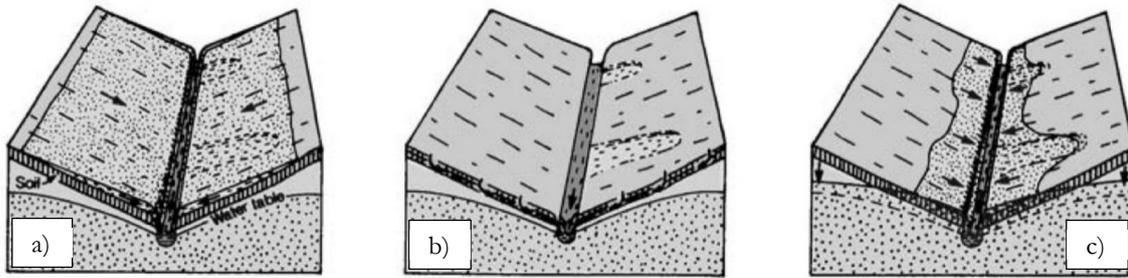


Figure 3.4: (a) deflusso superficiale generato da una capacità di infiltrazione del suolo inferiore all'intensità di pioggia (Horton, 1933); (b) returnflows derivante da throughflows (Kirkby & Chorley, 1967); (c) condizione di parziale saturazione del versante (Kirkby & Chorley, 1967).

3.1.3. Evaporazione, intercezione fogliare e traspirazione

Con il termine evapotraspirazione (ET) si intende l'insieme degli effetti dei fenomeni di evaporazione dal suolo e da corpi idrici, l'intercezione fogliare e la traspirazione.

La componente evapotraspirativa influisce sui quantitativi idrici di precipitazione che raggiungono un corso fluviale e dipende fortemente dall'uso del suolo che, a sua volta, determina il tipo di vegetazione. Infatti, variazioni nel tipo di vegetazione che portano ad una riduzione dell'ET porteranno ad un aumento del deflusso e/o della ricarica dei corpi idrici sotterranei, al contrario un aumento della componente ET avrà un effetto opposto sugli afflussi idrici.

L'evaporazione di acqua da un suolo è un fenomeno molto più complesso rispetto all'evaporazione da un corpo idrico. Su un terreno non ricoperto da vegetazione, pianeggiante ed umido, la disponibilità idrica è inizialmente illimitata e il valore di evapotraspirazione dipenderà solo dal potere evaporante dell'atmosfera. Tuttavia, man mano che la superficie del suolo diventa più asciutta, il gradiente del potenziale idrico totale nel suolo aumenterà in relazione al fatto che l'acqua si sposterà dalla zona con potenziale superiore (strato inferiore, zona bagnata) alla zona con potenziale inferiore (strato superiore, zona asciutta). I film d'acqua attorno alle particelle di terreno diventeranno sempre più sottili e il percorso attraverso il quale l'acqua dovrà muoversi per raggiungere la superficie di evaporazione diventerà sempre più tortuoso, riducendo così il valore di conducibilità idraulica. Ad ogni modo, i quantitativi d'acqua che un suolo può inizialmente immagazzinare sono fortemente condizionati dalla sua tessitura (Fig. 3.5), sebbene i quantitativi di materia organica possano ulteriormente aumentare la capacità del suolo di immagazzinare acqua.

La massima quantità idrica che un suolo riesce a trattenere sotto l'effetto di forze gravitative è detta Capacità Idrica di Campo (*field capacity* - FC) (Taylor & Ashcroft, 1972). Se ad un suolo saturo è consentito un drenaggio libero, i quantitativi idrici presenti alla fine del drenaggio rappresentano la FC. In caso di eccessiva essiccazione del terreno, può essere raggiunto il punto di appassimento permanente (*permanent wilting point* - PWP) (Briggs & Shantz, 1912), che rappresenta un limite al di sotto del quale le piante non possono sopravvivere per effetto della carenza di umidità del suolo. La curva superiore di Figura 3.5 rappresenta la FC, mentre la curva inferiore è il PWP per suoli a differente tessitura. L'umidità trattenuta dal suolo tra le due curve rappresenta la quantità d'acqua disponibile per le piante.

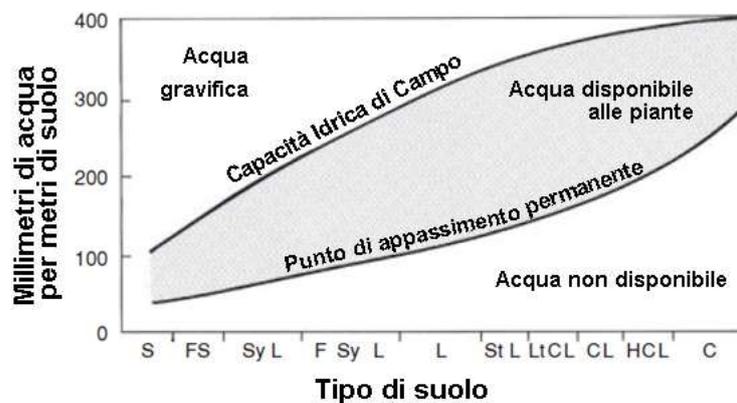


Figure 3.5: Disponibilità idrica di suoli a differente tessitura: C: argilla; F: fino; H: grossolano; L: limo argilloso; S: sabbia; St: limo; e Sy: sabbia limosa (modificata da Brooks et al., 2012).

Quando avviene una precipitazione piovosa o nevosa, il tipo, l'estensione e la condizione in cui si trovano piante e vegetazione influenza il tipo e la quantità di precipitazione che raggiunge il suolo. Foreste conifere e dense coperture vegetali intercettano grandi quantitativi di pioggia, parte della quale ritorna direttamente all'atmosfera per il fenomeno di evaporazione, mentre un'altra porzione, cadendo dalla copertura fogliare, riesce a raggiungere il suolo. Per questo motivo, l'intercezione fogliare può essere una componente estremamente complicata da stimare. Inoltre, i residui di piante che ricoprono il sottobosco possono immagazzinare una parte di questa acqua ma una volta saturi, essa raggiungerà comunque la superficie del suolo. La perdita idrica dovuta all'intercezione fogliare può essere considerata la somma di: (1) acqua immagazzinata su superfici vegetative (compresi i residui di piante) alla fine di un evento pluviometrico e (2) evaporazione da

queste superfici durante l'evento. Alcuni studi identificano le perdite di acqua dovute all'intercezione fogliare in relazione ai diversi tipi di eventi pluviometrici (e.g. Meriam, 1960). Così, se si tratta di un evento di lunga durata in condizioni ventose, le perdite dovrebbero essere maggiori rispetto a quelle che si avrebbero per un evento di uguale durata ma in assenza di vento. Al contrario, un evento particolarmente intenso, ma di breve durata con forti raffiche di vento, avrà le minime perdite dovute all'intercezione fogliare, poiché, in tali condizioni, l'acqua è meccanicamente rimossa dalla copertura vegetale.

Il flusso di acqua attraverso il sistema suolo-pianta-atmosfera è invece identificato come processo di traspirazione. Rappresenta il quantitativo idrico che fluisce dal suolo alla pianta tramite le radici e dall'interfaccia foglia-atmosfera. La traspirazione è una modifica biologica del processo di evaporazione perché è funzione della fisiologia e della struttura della pianta e dell'ambiente. Questa modifica è più efficiente dell'evaporazione al suolo stessa, dovuta alla grande superficie di esposizione all'atmosfera della chioma vegetale.

I processi che concorrono alle condizioni idrologiche di versante fin qui descritti costituiscono, tra l'altro, i principali termini del bilancio idrico (Fig. 3.6).

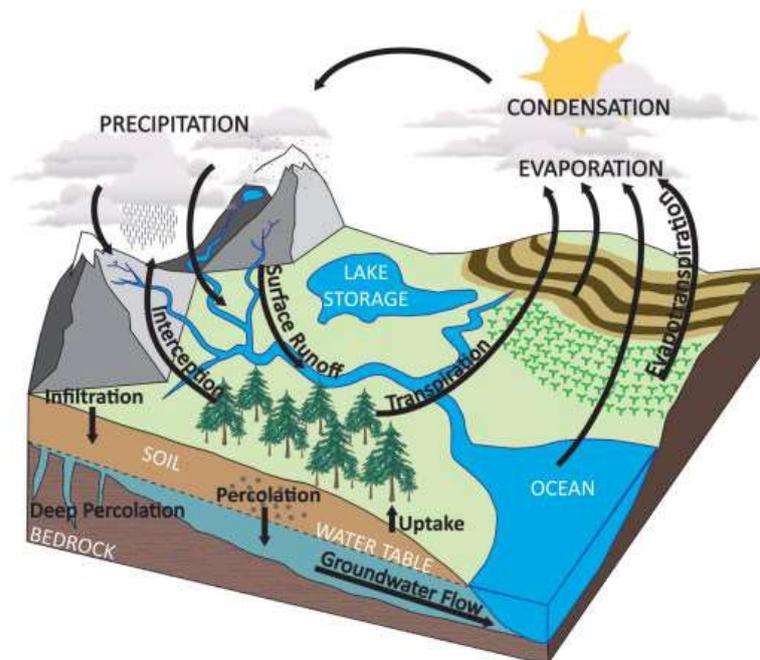


Figure 3.6: Termini che concorrono al bilancio idrico (Brooks et al., 2012).

Per bilancio idrico di un certo areale si intende il calcolo analitico della seguente espressione [Eq. 3.2]:

$$P = ET + R + I \quad [3.2]$$

dove P sono i quantitativi di acqua di precipitazione (mm/a); ET è la componente evapotraspirativa reale (mm/a); R rappresenta il ruscellamento superficiale o *runoff* (mm/a) e I identifica i quantitativi di acqua di infiltrazione efficace (mm/a).

Questo calcolo è tanto più preciso quanto più frequenti sono le misure dei dati e quanto più lungo è il periodo di riferimento. L'espressione, comunque, è valida purché l'intervallo di tempo considerato coincida almeno con un ciclo idrologico. L'aliquota relativa al ruscellamento e quella di infiltrazione efficace costituiscono il deflusso idrico globale D [Eq. 3.3], ovvero il potenziale idrico totale sia superficiale che sotterraneo teoricamente utilizzabile:

$$D = R + I \quad [3.3]$$

Nel caso dei terreni piroclastici che ricoprono i versanti peri-vesuviani, caratterizzati da un regime prevalentemente insaturo (Fusco et al., 2013, 2017), poiché privo di falda idrica, le precipitazioni rappresentano l'unica componente di afflusso idrico, mentre l'evapotraspirazione è la principale perdita, connessa alla presenza di una densa coltre arborea.

3.2. Frane: definizione e classificazione

L'innescò di fenomeni franosi lungo un versante è in genere frutto di una serie di processi (Varnes, 1978) che normalmente concorrono nell'evoluzione dello stesso. I fattori che maggiormente influenzano le condizioni di stabilità sono distribuiti su larga scala, come quelli di tipo geologico, topografico o climatico, determinando il movimento del materiale dalle porzioni a quota più elevata del versante verso quote più basse.

Negli anni sono state date varie definizioni del termine frana, ad esempio nel 1950 Terzaghi definiva una frana come “lo spostamento rapido di una massa di roccia, terreno o sedimenti adiacenti a un versante in cui il baricentro della massa in movimento avanza verso il basso e verso l'esterno”, mentre nel 1958 Varnes la definisce come “...movimento verso il basso e verso l'esterno

di materiali che formano un versante composti da roccia naturale, suoli, riempimenti artificiali o una combinazione di questi materiali”. Nel 1987, Bates & Jackson nel “Glossario della Geologia” danno questa definizione di frana: “...trasporto verso il basso sotto l’influenza della gravità di una massa di suolo e roccia. Generalmente il materiale coinvolto si muove su di una relativamente confinata zona o superficie di taglio”. Nel 1991 Cruden e successivamente nel 1996 Cruden & Varnes adottano la terminologia del *Working Party on World Landslide Inventory* (1990) definendo una frana come: “Il movimento di una massa di roccia, terreno e detrito da un versante”.

Tutte queste definizioni sono d’accordo nel definire la gravità come forza che principalmente controlla il movimento franoso, anche se essa non rientra tra le forze che giocano un ruolo d’innesco. Questo perché la massa di materiale lungo il versante ha in genere una sua stabilità dovuta al suo angolo d’attrito interno, fino a che non intervengono fattori esterni che possono aumentare le forze di taglio che agiscono lungo il versante o abbassare le forze di resistenza esercitate dalla massa di materiale coinvolto. Tuttavia, un singolo fattore che insiste sul versante, come l’aumento del contenuto d’acqua, può contribuire sia a un aumento dello *stress* di taglio che ad una riduzione delle forze resistenti.

Nel 1978, Varnes definiva alcuni importanti fattori che possono contribuire ad un aumento dello *stress* di taglio lungo un versante:

- a) Rimozione del supporto laterale, che a sua volta può includere:
 - i) Erosione al piede ad opera di torrenti o fiumi, ghiacciai, onde e correnti marine, maree e agenti atmosferici subaerei, cicli *wet* e *dry*, e azione del gelo;
 - ii) crolli in roccia precedenti, scivolamenti, subsidenza o movimenti tettonici su larga scala;
 - iii) fattori antropici, come la costruzione di tagli stradali, cave, pozzi e canali, la rimozione di muri di sostegno e palancole, e la creazione o l’alterazione del livello di laghi e bacini.
- b) Azione di fattori naturali, come:
 - i) peso della pioggia, grandine, neve e di acqua proveniente dalle sorgenti;
 - ii) accumulo di materiale proveniente da frane precedenti;
 - iii) collasso di materiale vulcanico accumulato;
 - iv) vegetazione;
 - v) pressione per percolazione d’acqua;

- o azioni antropiche, quali:
- i) costruzione di muri;
 - ii) estrazione di minerali o roccia;
 - iii) accumulo di materiale di scarto;
 - iv) peso delle costruzioni o di altre strutture o passaggio di treni;
 - v) peso di acqua derivante da tubazioni, fognature, canali e bacini.
- c) Terremoti, che determinano uno stress transitorio.
- d) Movimenti tettonici.
- e) Rimozione del supporto al piede del versante, come:
- i) taglio della riva ad opera di onde e fiumi;
 - ii) *weathering* subaereo, cicli di *wet* e *dry*, azione del gelo;
 - iii) erosione sub-aerea;
 - iv) attività estrattive o altre azioni antropiche simili;
 - v) perdita di resistenza o cedimento del materiale sottostante;
 - vi) allontanamento di materiale plastico sottostante.
- f) Pressione laterale, che può essere causata da:
- i) presenza di acqua in fratture o crepe,
 - ii) congelamento dell'acqua nelle fratture,
 - iii) rigonfiamento derivato da processi di idratazione di argilla o dell'anidrite,
 - iv) mobilizzazione di *stress* residuo.
- g) Processi vulcanici.

Tra i fattori che contribuiscono ad abbassare o ridurre la resistenza al taglio ritroviamo:

- a) Lo stato iniziale del materiale, inteso come:
- i) composizione;
 - ii) tessitura;
 - iii) struttura complessiva e geometria del versante incluse discontinuità, alternanza di livelli più e meno permeabili, livelli massivi poggianti su materiale plastico o duttile, e l'orientazione del versante.
- b) Variazioni nello stato del materiale ad opera di agenti atmosferici o per altre reazioni chimico-fisiche:
- i) riduzione della durezza o fessurazione delle argille;

- ii) disintegrazione fisica di rocce granulari per effetto di congelamento o espansione termica;
 - iii) idratazione di minerali argillosi;
 - iv) scambio di basi nell'argilla;
 - v) migrazione di acqua per effetto del potenziale elettrico;
 - vi) disseccamento delle argille;
 - vii) disseccamento degli scisti;
 - viii) rimozione di cemento ad opera di soluzioni.
- c) Variazione delle forze intergranulari per effetto del contenuto d'acqua e della pressione nei pori e nelle fratture.
- d) Variazioni nella struttura.
- e) Altre cause, quali:
- i) indebolimento dovuto ad un *creep* progressivo;
 - ii) azione delle radici degli alberi;
 - iii) lo scavare degli animali.

3.2.1. *Classificazione delle frane*

Relativamente ai fenomeni franosi che coinvolgono i depositi piroclastici dell'area peri-vesuviana, è qui proposta una *review* delle più importanti classificazioni (Pierson & Costa, 1987; Hutchinson, 1988; Sassa, 1989; Cruden & Varnes, 1996; Hungr et al., 2014) basate fondamentalmente sul tipo di meccanismo e sul tipo di materiale coinvolto. Il tipo di meccanismo è considerato il carattere principale di una frana, che può essere riconosciuto da un'analisi geomorfologica, fornendo un valido strumento per l'identificazione e la classificazione della frana stessa.

Le caratteristiche geometriche e morfologiche di una frana possono essere distinte grazie alle linee-guida fornite dal *Working Party on World Landslide Inventory* (1993), confermate anche da Cruden & Varnes (1996) in (Fig. 3.7):

- 1) Zona di distacco o coronamento, è la parte superiore del materiale che compone il corpo di frana ed è adiacente alla zona superiore della scarpata principale.
- 2) Scarpata principale, è la prima scarpata verticale verso il basso che identifica l'area non coinvolta dal movimento franoso dalla parte superiore del corpo di frana, e deriva dallo spostamento del materiale coinvolto.

- 3) Top, l'area di contatto a quota più elevata tra il materiale indisturbato ed il corpo di frana.
- 4) Testa, è la parte superiore della frana lungo il contatto tra il materiale coinvolto e la scarpata principale.
- 5) Scarpata minore, superficie ripida prodotta dal movimento relativo della massa coinvolta.
- 6) Corpo principale, parte del materiale coinvolto che si muove lungo una superficie di rottura compreso tra la scarpata principale e l'unghia della superficie di rottura.
- 7) Piede, parte del materiale in movimento posizionata sopra l'unghia della superficie di rottura e che ricopre l'originale superficie del suolo.
- 8) Punta, è la porzione di materiale che si muove lungo il bordo inferiore della superficie di rottura.
- 9) Fronte, è la parte più bassa e distante dalla scarpata principale. È in genere curvata.
- 10) Superficie di rottura, forma o formava il limite inferiore del materiale movimentato.
- 11) Piede della superficie di rottura, intersezione tra parte inferiore della superficie di rottura e originale superficie del suolo.
- 12) Superficie di separazione, è un settore dell'originale superficie del suolo, ora ricoperto dal piede della frana.
- 13) Materiale movimentato, dalla sua originale posizione sul versante.
- 14) Zona di svuotamento, area in cui il materiale movimentato si trova al di sotto dell'originale superficie del suolo.
- 15) Zona di accumulo, area di una frana in cui il materiale movimentato si trova al di sopra dell'originale superficie del suolo.
- 16) Svuotamento, volume delimitato da scarpata principale, impoverito di materiale e dell'originale superficie del suolo.
- 17) Materiale di svuotamento, volume di materiale spostato che sovrasta la superficie di scorrimento, ma sottende l'originale superficie del suolo.
- 18) Accumulo, volume di materiale movimentato posizionato al di sopra dell'originale superficie del suolo.
- 19) Fianchi, materiale indisturbato localizzato lateralmente alla superficie di scorrimento.
- 20) Originale superficie del suolo, è la superficie esistente prima dell'occorrenza della frana.

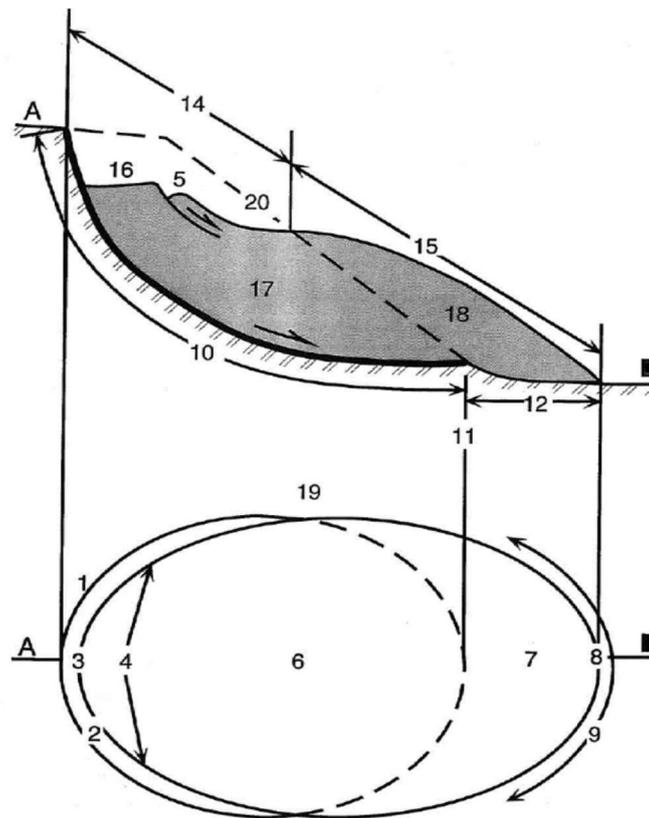


Figura 7: Caratteri di una frana. Nella porzione sommitale della figura è mostrata la sezione di un corpo di frana. La porzione inferiore della figura rappresenta, in pianta, una tipica frana dove la linea tratteggiata è la superficie di scorrimento (in Working Party on World Landslide Inventory, 1993).

3.2.1.1. Classificazione di Pierson & Costa (1987)

La classificazione di Pierson & Costa (Fig. 3.8) è basata sui caratteri reologici del miscuglio di acqua e sedimenti. In genere, al fine di determinare il corretto comportamento reologico del flusso sono necessarie analisi morfologiche e sedimentologiche.

Questa classificazione si basa su di una matrice bidimensionale in cui l'identificazione del tipo di flusso dipende dalla velocità media di deformazione e dalla concentrazione di sedimento (0% acqua pura e 100% sedimenti essiccati). Inoltre, la distribuzione granulometrica e la concentrazione di sedimenti definiscono la posizione delle tre linee di separazione verticale, mentre la velocità del flusso ne definisce una di separazione orizzontale, che insieme definiscono i diversi tipi di flusso.

In particolare, i principali tipi di flusso proposti da questa classifica sono:

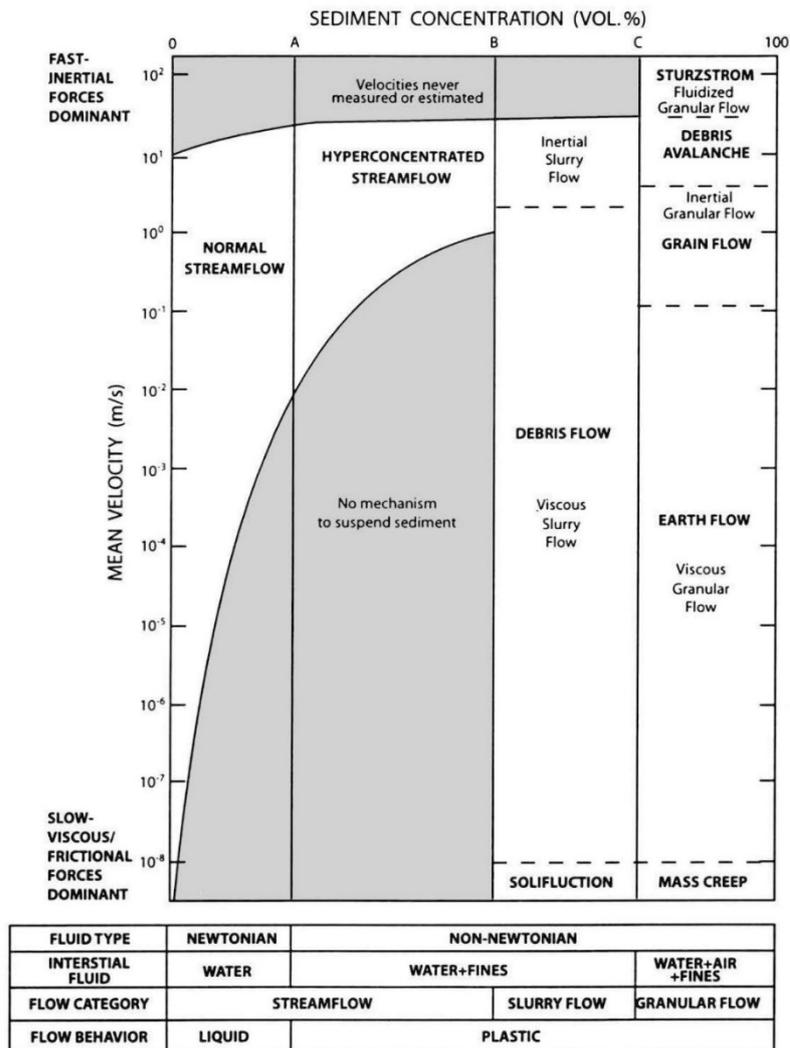


Figura 3.8: Classificazione reologica dei flussi composti da acqua e sedimento di Pierson & Costa (1987). I limiti verticali A, B e C sono delle soglie, funzione della distribuzione granulometrica e della concentrazione del sedimento. La soglia orizzontale è riferita alla velocità del flusso.

- Deflusso fluviale (*streamflow*), definito come acqua con una concentrazione di sedimento sufficientemente piccola, tale da non condizionare il comportamento del flusso. È un fluido a comportamento newtoniano con una resistenza allo snervamento inferiore a 10 N/m^2 ;
- Deflusso iperconcentrato (*hyperconcentrated streamflow*), miscela di acqua e sedimenti con una resistenza allo snervamento misurabile compresa tra 10 and 20 N/m^2 . È considerato un fluido non newtoniano;
- Flusso fangoso (*slurry flow*), in questo caso la miscela di acqua e sedimenti ha una resistenza allo snervamento sufficiente a mostrare un comportamento plastico e diventare parzialmente

liquefatto se rimobilizzato. È un flusso binghamiano con resistenza allo snervamento maggiore di 20 N/m²;

- Flusso granulare (*granular flow*), questo flusso inizia quando la concentrazione di sedimenti aumenta fino al punto in cui la massa non è più parzialmente liquefatta quando è sotto tensione. La miscela può essere parzialmente essiccata, con aria all'interno dei pori o con acqua che può fuoriuscire facilmente durante la rimobilizzazione per effetto del riassetto granulometrico. Questo flusso è chiamato flusso granulare inerziale se i sedimenti a basso contenuto d'acqua scorrono per collisioni granulari.

Considerando questa classificazione, i fenomeni franosi che coinvolgono i depositi piroclastici peri-vesuviani possono essere classificati come flussi fangosi (*slurry flows*) viscosi o flussi iperconcentrati (*hyperconcentrated streamflow*), in accordo con la loro concentrazione di sedimento e la resistenza allo snervamento.

3.2.1.2. Classificazione di Hutchinson (1988)

Questa classificazione si basa sulla morfologia del movimento franoso strettamente relazionato agli aspetti geologici, morfologici ed idrogeologici, oltre che ai parametri geotecnici del materiale coinvolto.

Relativamente ai fenomeni franosi che coinvolgono i depositi piroclastici dell'areale peri-vesuviano, le maggiori tipologie di movimento identificati da questa classificazione sono:

- a) Landslides: movimenti di versante relativamente rapidi lungo una o più superfici di scorrimento, che definiscono la massa in movimento. In questa categoria ritroviamo:
 - *translational slide*, comporta una superficie di taglio generalmente abbastanza planare verso il basso in sezione, spesso a forma di canale in sezione trasversale, in genere parallela rispetto all'originale superficie del suolo. Il loro rapporto profondità/lunghezza (depth/length D/L) (Skempton & Hutchinson, 1969) è tipicamente pari o inferiore a 0.1. Considerando il materiale coinvolto (deposito vulcanoclastico), in questa sub-classe possono essere identificati gli *slides of debris*. La velocità raggiunta dallo scorrimento e il grado di *runout* tendono ad aumentare con l'angolo di pendio, identificando: i) *debris slides*, caratterizzati prevalentemente da un movimento traslazionale, spesso da rapido a molto rapido, comunemente su acclività di circa 25 ÷ 45 °, con un basso rapporto D/L

(spesso <0.05), ed elevato rapporto lunghezza su larghezza (L/B) (in genere da 5 a 10 o più). Sono generalmente innescati da intense piogge o da terremoti; ii) *debris avalanches* (Varnes, 1978) caratterizzate da un maggiore *runout* e considerate qui una forma più rapida dei *debris slide*.

b) *Debris movements (di tipo flusso)*, che coinvolgono materiale incoerente (*debris flows*). In questa categoria ricadono:

- *flow slides*, caratterizzati da un collasso improvviso e da un *runout* da rapido ad estremamente rapido di una massa di detriti a seguito di un qualche tipo di sollecitazione. Una caratteristica essenziale è che il materiale in questione ha una struttura metastabile, sciolta o ad alta porosità che fa sì che il sovraccarico sia completamente o parzialmente sopportato dal fluido all'interno dei pori durante il collasso. La pressione in eccesso porta alla perdita di resistenza e conferisce al materiale in movimento un carattere semi-fluido. Casagrande (1971) ha suggerito per i *flow slides* il termine *liquefaction slides*.
- *debris flows*, caratterizzati da un movimento da rapido ad estremamente rapido di detriti umidi. Questo movimento, potenzialmente molto distruttivo, è associato alle aree montuose dove un improvviso aumento del contenuto d'acqua può mobilitare i detriti che ricoprono un versante. Un meccanismo importante per questo tipo di movimento è la pressione di poro in eccesso che si genera a causa del ripetuto carico non drenato, associato al movimento stesso. In questa sotto-classe possono essere identificati: i) *hillslope debris flows* (Brunsden & Thornes, 1979) la cui forma è una traccia singola lungo il pendio ed arriva fino alla zona pedemontana dove il canale può diventare leggermente sinuoso e formare argini; ii) *channelized debris flows*, una versione più incisa del *hillslope debris flow*. Questi movimenti si verificano in genere su pendii montani e seguono il reticolo idrografico preesistente. Le loro velocità variano generalmente tra circa 3 e 12 m/sec (Campbell, 1975) sebbene, eccezionalmente, possano raggiungere velocità di 30 m/sec o anche superiori. Poiché i *debris flows* arrivano alle zone pedemontane o alle zone di conoide alluvionale, tendono a decelerare, ad assottigliarsi o a diffondersi, anche se spesso riescono a raggiungere elevate distanze.

Sulla base di questa classificazione, le frane che coinvolgono i depositi piroclastici dell'areale peri-vesuviano possono essere classificate come *slides of debris*, *debris slides* o *debris avalanches* e

possono evolvere come *debris movements* (di tipo flusso), *hillslope debris flows* e/o *channelized debris flows*.

3.2.1.3. Classificazione di Sassa (1989)

Questa classificazione suggerisce alcuni principali tipi di frana sulla base dei parametri geotecnici dei materiali coinvolti, tra cui:

- *sliding*, per aumento della pressione di poro, che può portare ad un primo distacco o ad una riattivazione di una massa di materiale. Questo meccanismo di instabilità può essere correlato sia alla riduzione della resistenza al taglio, causata dall'aumento della pressione di poro e all'inerente riduzione delle tensioni effettive, sia all'aumento delle forze agenti a causa della pressione di infiltrazione;
- *liquefaction*, quando il materiale saturo a bassa conducibilità idraulica è coinvolto da un rapido *stress* dinamico che causa l'incremento della pressione di poro e successivamente una riduzione delle tensioni effettive. L'effetto finale di questo processo è la riduzione della resistenza al taglio del materiale che inizia a muoversi verso il basso come un flusso viscoso.

Sulla base di questa classificazione, le frane che coinvolgono i depositi piroclastici dell'areale peri-vesuviano possono essere classificate come *sliding* nella fase iniziale, che successivamente evolve in una frana *flow-type* (Hutchinson, 1988) lungo il versante, per effetto di meccanismi di liquefazione dinamica.

3.2.1.4. Classificazione di Cruden & Varnes (1996)

Un'altra importante classifica da considerare in relazione ai fenomeni peri-vesuviani è quella proposta da Cruden & Varnes nel 1996, basata essenzialmente su due importanti caratteristiche: il tipo di materiale coinvolto e il tipo di movimento. Questa classifica è ritenuta una delle più importanti, in quanto considera per la prima volta alcuni parametri come il contenuto d'acqua della massa instabile e le classi di velocità, già definite nella classifica precedentemente proposta dallo stesso Varnes nel 1978 (Tab. 3.1).

Questa classifica identifica cinque principali gruppi di frane: *falls*, *topples*, *slides (translational e rotational)*, *spreads* e *flows* (Fig. 3.9).

CLASSI DI VELOCITA'	DESCRIZIONE	VELOCITA' (m/s)	VELOCITA' TIPICHE
7	estremamente rapido	5.00E+00	5 m/sec
6	molto rapido	5.00E-03	3 m /min
5	rapido	5.00E-04	1.8 m/ora
4	moderato	5.00E-06	13 m/mese
3	lento	5.00E-08	1.6 m/anno
2	molto lento	5.00E-10	16 mm/anno
1	estremamente lento	-	-

Tabella 3.1: Scala delle velocità dei fenomeni franosi classificati da Cruden & Varnes (1996).

In accordo con questa classifica, il materiale coinvolto nei fenomeni di instabilità dell'areale perivesuviano, può essere classificato come *debris*, a causa del contenuto in ghiaia maggiore del 20%, anche se questo non esclude che una parte limitata del materiale coinvolto possa appartenere alla classe delle terre (*earth*). Sulla base del contenuto d'acqua il materiale coinvolto può essere definito *wet* o *very wet*. Infine, queste frane possono essere classificate come fenomeni complessi e nello specifico come *rapid*, *wet / very wet*, *debris slide*, che possono evolvere in *extremely rapid / rapid*, *wet / very wet*, *debris flow*.

3.2.1.5. Classificazione di Hungr et al. (2014)

Questa classificazione è considerata come un aggiornamento di quella redatta nel 2001 da Hungr et al. e rappresenta la più recente e dettagliata classificazione sulle frane di tipo flusso che considera il materiale coinvolto, il contenuto d'acqua, le condizioni critiche e la velocità della frana.

Material		ROCK	DEBRIS	EARTH
Movement type				
FALLS		Rock fall	Debris fall Scree Debris cone	Earth fall Fine soil Rock Colluvium Debris cone
	TOPPLES	Rock topple	Debris topple Debris cone	Earth topple Cracks Debris cone
SLIDES	Rotational	Single rotational slide (slump) Failure surface	Multiple rotational slide Crown Scarp Head Scarp Minor Scarp Failure surface Toe	Successive rotational slides
	Translational (Planar)	Rock slide	Debris slide	Earth slide
SPREADS				Earth spread e.g. cambering and valley bulging
FLOWS	Solifluction flows (Periglacial debris flows)	Debris flow		Earth flow (mud flow)

Figura 3.9: Schema semplificato dei cinque grandi gruppi di frane, oltre al gruppo delle frane complesse, identificate da Cruden & Varnes (1996).

I fenomeni di instabilità che coinvolgono i depositi piroclastici peri-vesuviani possono essere identificati, secondo questa classificazione grazie all'utilizzo di differenti termini legati ai vari stadi evolutivi del fenomeno. In particolare, possiamo considerare:

- a) *debris slides*, caratterizzato dallo scorrimento di materiale lungo una superficie planare poco profonda e parallela al suolo;
- b) *debris flow-slides*, flusso di materiale granulare saturo da molto rapido ad estremamente rapido su pendenze moderate, derivati da un'eccessiva pressione di poro o da un terremoto;
- c) *debris flows*, flusso canalizzato di materiale detritico saturo da molto rapido ad estremamente rapido. Come descritto dagli Autori, il flusso può iniziare come uno *slide*, un *debris avalanche* o un *rock fall* da una scarpata rocciosa, ma, una volta che il materiale inizia a muoversi all'interno di un canale, può liquefarsi o subire un aumento significativo della pressione dei pori ed evolvere in *debris flow*. La quantità di materiale coinvolto in un *debris flow* in genere è determinata dai quantitativi che riesce ad inglobare durante il suo percorso, mentre l'iniziale volume coinvolto è in genere insignificante;
- d) *debris avalanches*, flusso da molto rapido ad estremamente rapido di detriti parzialmente o totalmente saturi su versanti ad elevata pendenza, non confinati da un canale. Le *debris avalanches* rappresentano l'unico evento che può verificarsi indipendentemente in ogni punto del versante. In molti casi, le *debris avalanches* possono canalizzarsi e diventare *debris flows*. Il rapido processo di carico non drenato consente alle *debris avalanches* di essere innescate ad opera dell'impatto da caduta di roccia o dallo scorrimento di roccia su pendii ricoperti da suolo (e.g., Lacerda, 2007). Una volta avviato, il carico rapido non drenato continua progressivamente, mentre il materiale si sposta lungo il pendio, aumentando il volume della massa coinvolta da poche decine di metri cubi a diverse migliaia.

Sulla base di questa classificazione, i fenomeni dell'area peri-vesuviana possono essere identificati come *debris slides* che possono evolvere in *debris avalanches* e/o in *debris flows*.

3.3. Soglie pluviometriche

La relazione di causa-effetto esistente tra eventi pluviometrici e innesco di fenomeni franosi è in genere trattata dalla comunità scientifica considerando due diversi approcci (Guzzetti et al., 2007; De Vita et al., 2013; Galanti et al., 2017): attraverso la definizione di soglie idrologiche empiriche (e.g. Caine 1980; Guadagno 1991; Calcaterra et al., 2000; Glade et al., 2000; Guzzetti et al., 2007; 2008; Perrucacci et al., 2012; Galanti et al., 2017; Mirus et al. 2018), finalizzate alla stima della probabilità di accadimento di frane attraverso l'analisi di dati storici riguardanti eventi franosi e piogge antecedenti; grazie a modelli fisicamente basati (e.g. Montgomery & Dietrich 1994;

Iverson 2000; De Vita et al., 2013; Napolitano et al., 2016; Tufano et al., 2016, De Vita et al., 2017; 2018), riproducendo fenomeni fisici che avvengono alla scala di versante utilizzando, in tal caso, dettagliate informazioni idrologiche, idrauliche e geotecniche. Sono molto legati al contesto geologico ed al meccanismo con il quale la pioggia induce un certo fenomeno franoso.

3.3.1. Soglie pluviometriche empiriche: approccio statistico-probabilistico

Le soglie pluviometriche empiriche rappresentano l'approccio più diffuso in termini di previsione dei quantitativi di pioggia critici per l'innescamento di fenomeni franosi, basandosi su un'analisi statistica bivariata, ovvero su relazioni esistenti tra almeno due variabili relative ad eventi pluviometrici che in passato hanno innescato frane su un'ampia porzione di territorio.

Alcuni autori (e.g. Caine, 1980; Guzzetti et al., 2007) considerano rappresentativi per la stima delle soglie pluviometriche soltanto gli eventi di pioggia innescanti, tracciando quindi il limite inferiore degli eventi di pioggia sotto il quale non si hanno mai frane. Per Crozier (1999), invece, la soglia rappresenta il limite superiore degli eventi di pioggia innescanti, sopra al quale esiste una probabilità pressoché totale di occorrenza di fenomeni franosi.

Nel caso in cui, invece, siano presi in esame anche gli eventi di precipitazione che non provocano frane, la soglia rappresenta la linea che meglio separa le precipitazioni innescanti da quelle non innescanti (Fig. 3.10) (Lumb, 1975; Jibson, 1989; Corominas & Moya, 1999; Glade et al., 2000; Marchi et al, 2002; Zezere & Rodriguez, 2002; Giannecchini, 2006).

Alcune delle tante variabili relative agli eventi pluviometrici innescanti o non, utilizzate per la stima di soglie pluviometriche, sono state raccolte in letteratura da diversi autori, come Wieczorek & Glade (2005) e Guzzetti et al. (2007). Questi ultimi identificano almeno 25 variabili pluviometriche e climatiche, tra cui: durata (D), intensità (I), pioggia giornaliera (R), pioggia d'evento (P) e pioggia antecedente (P_a). Inoltre, Guzzetti et al. (2007) distinguono le soglie empiriche sulla base dell'estensione areale per cui sono ritenute valide, in:

- globali (Caine, 1980; Innes, 1983; Jibson, 1989; Clarizia et al., 1996; Crosta & Frattini, 2001; Cannon & Gartner, 2005): se è possibile stabilire un livello minimo generale "universale" al di sotto del quale non si verificano frane, indipendentemente da locali fattori morfologici, litologici e di uso del suolo;

- regionali (Moser & Hohensinn, 1983; Calcaterra et al., 2000; Peruccacci et al., 2017; Galanti et al., 2018): se definite per aree che vanno da poche a diverse migliaia di chilometri quadrati in cui ci sono simili condizioni meteorologiche, climatiche e fisiografiche e risultano potenzialmente adatte per sistemi di allerta basati su previsioni spaziali quantitative delle precipitazioni;
- locali (Guadagno, 1991; Baum et al., 2005, Mirus et al., 2018): costruite prendendo in considerazione in modo esplicito o implicito il regime climatico locale e l'assetto geomorfologico; sono applicabili a singole frane o a un gruppo di frane in aree che si estendono da poche ad alcune centinaia di chilometri quadrati.

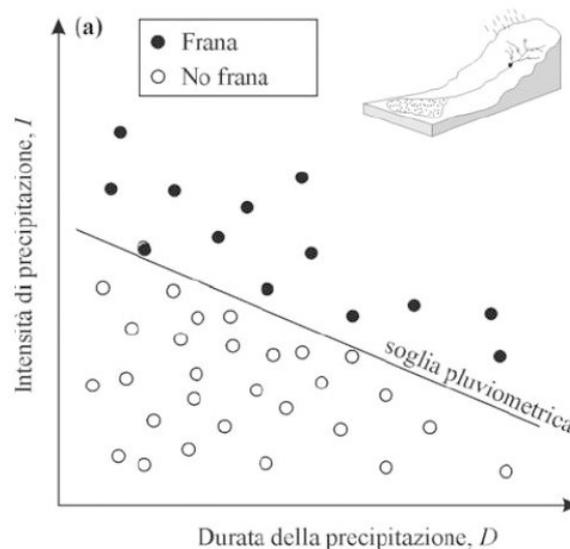


Figura 3.10: Soglia pluviometrica tracciata sul piano I-D che separa le piogge innescanti da quelle non innescanti (Franceschini, 2012).

Le soglie pluviometriche più comuni in letteratura sono quelle basate sulle caratteristiche di durata e intensità dell'evento pluviometrico innescante, proposte per la prima volta a scala globale da Caine (1980). Sono espresse dalla formula [Eq. 3.4]:

$$I = c + \alpha D^{\beta} \quad [3.4]$$

dove I è l'intensità di precipitazione e D la durata. L'esponente β assume valore negativo, in genere nell'intervallo tra 2 e 0.19 in letteratura, indicando che, in un piano bi-logaritmico, all'aumentare

della durata diminuisce linearmente l'intensità di precipitazione necessaria all'innescò (Caine, 1980; Crosta & Frattini, 2001; Aleotti, 2004; Giannecchini, 2006; Guzzetti et al., 2007, 2008; Brunetti et al., 2009, 2010), mentre il parametro α varia in un range tra 4 e 176.40 (Guzzetti et al., 2007). Per quanto riguarda il coefficiente c , per la maggior parte delle soglie in letteratura è pari a 0, per cui la curva I-D segue una semplice legge di potenza.

La maggior parte di queste soglie copre un *range* di durata D tra 1 e 100 ore e di intensità tra 1 e 200 mm/ora. Per durate $D > 500$ ore presentano la limitazione concettuale di indicare la possibilità che si possano verificare condizioni di instabilità anche per valori di intensità molto bassi; per ovviare a questo problema, alcuni autori (e.g. Wiczorek, 1987; Crosta & Frattini, 2001) hanno proposto, per elevati valori di durata, delle soglie asintotiche con $\beta = -1$ e c , che è il valore minimo dell'intensità di pioggia per lunghe durate ($D = 500$ ore), in un *range* compreso tra 0.48 e 6.90 mm/ora.

Per rendere confrontabili soglie pluviometriche I-D tarate per differenti zone, in letteratura l'intensità di precipitazione è stata normalizzata dividendola per un indice del regime climatico della zona, quale la precipitazione media annua (MAP). Risulta, infatti, che le aree caratterizzate da MAP più elevata necessitano generalmente di valori più elevati di precipitazione per innescare frane (Palladino et al., 2014).

Alcuni autori hanno tentato di stabilire delle soglie pluviometriche sulla base della quantità di pioggia necessaria ad innescare la frana, rappresentando un indicatore dello stato di saturazione del suolo. Le variabili idrologiche maggiormente usate per definire queste soglie sono le precipitazioni giornaliere (P), le precipitazioni antecedenti (P_a), le precipitazioni cumulative per eventi (E) e le precipitazioni cumulative normalizzate (EMAP) spesso espresse in percentuale del MAP.

Tra queste, le soglie pluviometriche che considerano le precipitazioni antecedenti (P_a) sono quelle più comuni, in quanto risulta ormai noto che il livello delle acque di sottosuolo, nonché le condizioni idrologiche dei suoli, sono fattori predisponenti l'instabilità (Crozier, 1986; Wiczorek, 1996). Molti autori, infatti, sostengono che sia di fondamentale importanza considerare il ruolo giocato dalle precipitazioni antecedenti (Crozier, 1999; Glade, 2000; De Vita, 2000; Giannecchini, 2005; Cardinali et al., 2006; Martelloni et al., 2011). Tuttavia, di estrema complicatezza risulta la scelta del periodo antecedente ottimale su cui considerare le precipitazioni, poiché esso dipende da litologia, morfologia, uso del suolo e copertura vegetale, regime climatico, caratteristiche di

resistenza e di permeabilità del suolo (Terlien 1996, 1998; Pignone et al., 2005; Fuhrmann et al., 2008). In letteratura vi è la generale convinzione che le frane superficiali (tipo *debris-flows*) siano innescate da precipitazioni intense e di durata relativamente breve (Campbell, 1975), mentre l'instabilità di frane profonde sia influenzata da precipitazioni prolungate nel tempo, ma con intensità medio – bassa (Bonnard & Noverraz, 2001). Ad esempio, Zezere et al. (2005) ritengono che in Portogallo l'innescò dei *debris-flows* sia influenzato da una precipitazione antecedente cumulata tra 1 e 15 giorni, mentre per le frane profonde sia necessario tenere in considerazione la pioggia cumulata tra 1 e 3 mesi precedenti. Lo stesso approccio è stato seguito da Martelloni et al. (2011), relativamente all'Appennino Settentrionale: per i *debris-flows* e per le frane superficiali la pioggia antecedente è cumulata sui 3 giorni, mentre per le frane profonde il periodo di cumulo varia tra 4 e 240 giorni.

Per l'Arco Alpino sono state generalmente considerate le precipitazioni antecedenti da 1 a 30 giorni (Aleotti, 2004; Bertolo & Bottino, 2006; Pasuto & Silvano, 1998; Frattini et al., 2009), mentre, per le frane complesse tipo *debris-slide debris-flow* della Campania, De Vita (2000), lavorando alla relazione tra la pioggia giornaliera totale e la pioggia antecedente, ha individuato un periodo che va da 1 a 60 giorni, stabilendo inoltre che, per un periodo compreso tra 1 e 19 giorni, le precipitazioni giornaliere necessarie all'innescò del fenomeno franoso diminuiscono all'aumentare della quantità delle precipitazioni antecedenti.

Un'ulteriore complicazione è legata alla definizione dell'evento pluviometrico innescante. Glade et al. (2000) e Aleotti (2004) hanno definito la pioggia di evento esclusivamente quella caduta nel giorno di occorrenza del fenomeno franoso senza considerare che l'inizio dell'evento possa essere ricondotto in modo più o meno continuo a giorni precedenti. In questo modo è evidente che si trasferisce sulla pioggia antecedente buona parte della pioggia che potrebbe essere attribuita alla pioggia d'evento. Altri autori, invece, non hanno trovato alcuna correlazione tra la pioggia antecedente e l'innescò delle frane: Aleotti (2004), data la pioggia critica d'evento (1 giorno) ha testato la correlazione tra l'accadimento di frane e la precipitazione antecedente cumulata sui 7 - 10 - 15 giorni, senza ottenere risultati significativi in Piemonte. Anche Brandt et al. (1984), per la zona di Hong Kong, Corominas & Moya (1999) e Corominas (2000) per i Pirenei, ritengono che le precipitazioni antecedenti non influenzino la stabilità dei versanti.

Infine, bisogna considerare alcuni fattori introdotti in letteratura che modificano il contributo delle precipitazioni antecedenti (Crozier & Eyles, 1980; Glade et al., 2000; Godt et al., 2006; Baum &

Godt, 2010; Zezere et al. 2005, 2008; Marques et al., 2008). Crozier & Eyles (1980) utilizzano un *Antecedent Rainfall Index* (k) come indicazione del grado di umidità del suolo nel tempo, mentre Glade et al. (2000) definiscono un indice (*d-factor*) che tiene conto della quantità di acqua drenata dai suoli durante l'evento pluviometrico, attraverso l'analisi delle curve di decadimento degli idrogrammi di portata fluviale. La quantità d'acqua drenata non resta, dunque, all'interno dei suoli e non può essere considerata come una componente della pioggia antecedente.

Le soglie pluviometriche empiriche, soprattutto quelle di tipo I-D, sono state negli anni estrapolate senza un criterio statistico rigoroso, tendendo piuttosto ad essere disegnate come limite inferiore o superiore rispetto agli eventi di frana. Tuttavia, in tempi più recenti diversi approcci statistici, come l'approccio bayesiano o diverse tecniche di statistica multivariata quali l'analisi discriminante e la regressione logistica, hanno fornito un'analisi quantitativa delle intensità di precipitazioni e delle probabilità di innesco che sono molto più oggettive e riproducibili (Berti et al., 2012; Guzzetti et al., 2008; Brunetti et al., 2010). Questi approcci permettono di massimizzare il numero di corrette previsioni di innesco effettuate dalle soglie e minimizzare gli errori sia in termini di falsi positivi (FP) o “falsi allarmi” che di falsi negativi (FN) o “mancati allarmi”, estremamente importanti nell'ambito dei sistemi allertamento (*early warning*).

Essendo comunque un approccio di tipo statistico, l'affidabilità dei risultati è legata alla disponibilità e alla qualità dei dati di *input*. Le principali criticità sono legate al fatto che spesso le date di innesco sono disponibili solo per le frane che hanno provocato danni, che i pluviometri disponibili potrebbero non essere ubicati in prossimità dell'innesco, che le registrazioni siano solo giornaliere o che non si abbia una serie storica di dati sufficientemente lunga. Inoltre, durante gli eventi temporaleschi estremamente localizzati, due pluviometri vicini possono misurare precipitazioni innescanti significativamente differenti, o le precipitazioni innescanti potrebbero essere poco rappresentative se si dispone esclusivamente di pluviometri ubicati a quote inferiori rispetto alla zona di innesco delle frane. Un'altra criticità riguarda le soglie tarate su eventi pluviometrici estremi, che potrebbero sovrastimare il valore minimo al di sopra del quale si verifica l'innesco di frane. Tuttavia, il vantaggio indubbio nella stima delle soglie empiriche, rispetto a quelle fisicamente basate, è quello di richiedere in *input* molti meno parametri.

3.3.2. Modelli fisicamente basati per lo sviluppo di soglie pluviometriche deterministiche

I modelli fisicamente basati, molto diffusi in letteratura, prendono in considerazione gli aspetti idrologici, geologici, morfologici e geotecnici del versante, tentando di riprodurre i fenomeni fisici che avvengono nel pendio e che ne determinano instabilità (Montgomery & Dietrich, 1994; Wilson & Wieczorek, 1995; Crosta, 1998; Crosta et al., 2003; Godt & McKenna, 2008). Tali modelli sono generalmente composti da due moduli: uno idrologico ed uno geotecnico. Mentre il calcolo della variazione del Fattore di Sicurezza è eseguito nella maggior parte dei casi attraverso il metodo dell'equilibrio limite ipotizzando un pendio indefinito, i moduli idrologici presentano sostanziali differenze tra loro.

Per legare i processi di precipitazione alla condizione di stabilità/instabilità dei pendii, i modelli fisicamente basati hanno bisogno di utilizzare un modello d'infiltrazione (Guzzetti et al., 2007). Tuttavia, un'accurata modellazione numerica della pressione di poro in risposta al processo d'infiltrazione richiede un'adeguata conoscenza delle proprietà idrauliche sature e insature dei materiali coinvolti. A tale scopo sono spesso condotti dei *test* di laboratorio per la stima della relazione non lineare che lega pressione di poro, contenuto d'acqua e conducibilità idraulica, descritta dalle curve di ritenzione idrica (Par. 4.4.1.).

Anche se i modelli fisicamente basati possono fornire importanti informazioni circa la quantità di pioggia necessaria all'insorgere del fenomeno, nonché il tempo ed il luogo in cui ci si potrebbe aspettare un evento franoso (Guzzetti et al., 2007), esistono diverse limitazioni all'uso di tali modelli. Innanzitutto, i modelli fisici richiedono, come detto in precedenza, dettagliate informazioni di *input*, spesso difficili da ottenere con precisione su ampie aree, e raramente disponibili dove non vi è un'adeguata stazione di monitoraggio. Inoltre, i modelli fisicamente basati sono in genere calibrati usando eventi di pioggia per cui sono disponibili dettagliate informazioni circa le quantità, la localizzazione e il tempo di occorrenza. Questa informazione non è comunemente disponibile ed è costosa da ottenere.

Infine, i modelli fisicamente basati funzionano meglio quando si tratta della previsione di frane superficiali quali *soil slides* e *debris flows*, ma sono meno efficienti quando si tratta di frane profonde.

3.3.3. Soglie pluviometriche sul territorio nazionale

La grande variabilità fisiografica dell'Italia, combinata con la sovrabbondanza di informazioni su frane e precipitazioni, rende la stima di soglie pluviometriche estremamente complicata. Tuttavia,

una soglia empirica è stata tarata da Brunetti et al. (2010), sulla base di un catalogo di 587 eventi pluviometrici che hanno innescato frane nel periodo 1841-2008 (85% eventi al nord, 7,7% al centro e 7,3% al sud) e di un *database* di 166 eventi relativo al periodo 2002-2009 (Fig. 3.11). Nel 2014 è stata calcolata una nuova soglia empirica sulla base di un catalogo di 1981 eventi pluviometrici che hanno innescato 2408 frane superficiali dal 1996 al 2012 in 17 Regioni. La nuova soglia è risultata inferiore alla precedente, a causa delle differenti fonti di informazioni utilizzate per la compilazione del catalogo, principalmente giornali e rapporti tecnici dei Vigili del Fuoco (Brunetti et al., 2014). Tali soglie sono state integrate nel sistema prototipale SANF (Sistema di Allertamento Nazionale per la previsione di Frane) realizzato dal CNR-IRPI per il Dipartimento di Protezione Civile (Rossi et al., 2012). Questo sistema si basa sul confronto tra le precipitazioni misurate o previste e le soglie pluviometriche empiriche.

Più recentemente, Peruccacci et al. (2017) sono riusciti a definire soglie empiriche di tipo E-D (precipitazioni cumulate – durata delle precipitazioni) considerando 2309 eventi di pioggia con frane tra gennaio 1996 e febbraio 2014, sia per l'intero territorio nazionale che per 26 areali, identificati sulla base di topografia, litologia, uso del suolo, copertura del suolo, clima e meteorologia in modo tale da considerare l'estesa variabilità spaziale del territorio.

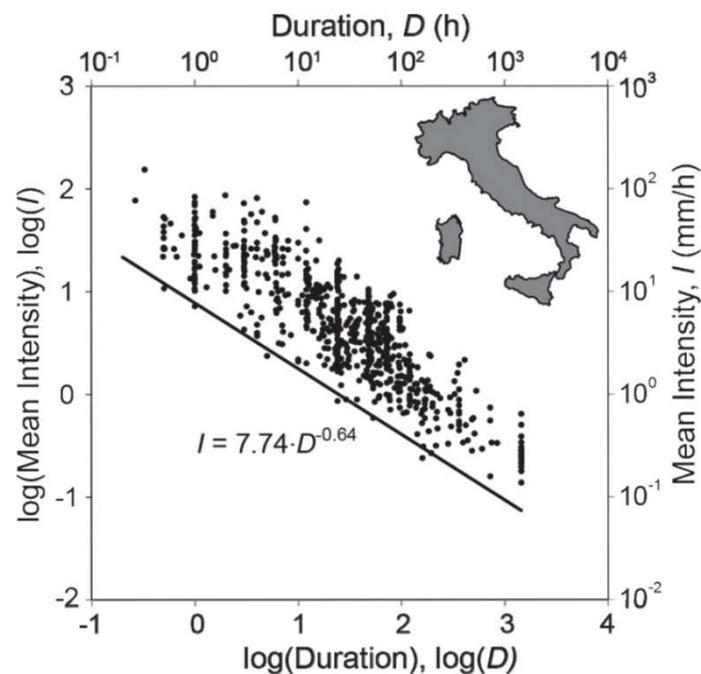


Figura 3.11: Soglia pluviometrica calcolata sulla base dei valori di durata-intensità (punti) che hanno provocato frane in Italia (Brunetti et al., 2010).

Capitolo 4

Frane da flusso superficiali che coinvolgono i depositi piroclastici dell'areale peri-vesuviano

I movimenti gravitativi lungo versante che coinvolgono i materiali di copertura piroclastici nell'areale peri-vesuviano giocano un ruolo estremamente importante nei processi morfoevolutivi, poiché rappresentano uno dei principali processi erosionali in atto.

Questo territorio è, infatti, storicamente soggetto a fenomeni franosi, contando più di 800 eventi accompagnati da feriti e perdite di vita durante l'ultimo secolo (Cascini et al., 2005). I fenomeni franosi sono riconosciuti (con relativa documentazione presente presso l'Archivio di Stato di Napoli) già a partire dalla prima metà del XVII secolo. Questo dato è di estrema importanza in quanto evidenzia la periodicità con cui le frane superficiali di tipo scorrimento-colata avvengono lungo i versanti circostanti il Somma-Vesuvio. Un'altra importante sorgente di informazione circa l'occorrenza in Italia di eventi cosiddetti "idrogeologici" (alluvioni e frane) nel periodo 1918 – 1990 è rappresentato dall'inventario AVI (Guzzetti et al., 1994; Salvati et al. 2003; Guzzetti et al. 2005), oltre ad altra documentazione presente presso l'Archivio di Stato di Salerno.

Nel 2010, Salvati et al. hanno identificato la Campania come la regione d'Italia con il maggior numero di vittime associate ad eventi franosi di tipo *soil slip* e *debris flow* (2164 per 321 frane) nel periodo dal 1850 al 2008, e la seconda regione per il periodo 1950 – 2008. Il numero cumulato di vittime relative a tali eventi presenta un andamento a gradoni in corrispondenza degli eventi di maggiore intensità in termini di perdite umane (Fig. 4.1). Infatti, a partire dal 1910 la pendenza media della curva aumenta, principalmente a causa della maggiore possibilità di registrazione degli eventi ma anche a seguito dell'aumento demografico degli abitanti della Campania. Quest'ultimo in particolare rappresenta un importante fattore nella stima del rischio specifico (R_s), che è in genere calcolato come [Eq. 4.1]:

$$R_s = f(P, E, S, V) \quad [4.1]$$

in cui R_s è funzione di: P , che rappresenta la pericolosità (o *hazard*); E , che rappresenta il grado di esposizione dei ricettori (numero di persone e proprietà); S , ovvero la suscettibilità dei ricettori; ed infine V , il valore dei ricettori (Samuels, 2009).

Guardando la Figura 4.1 risulta chiara l'importanza di comprendere i meccanismi di predisposizione e di innesco di questi fenomeni, al fine di ridurre e mitigare il rischio da cui l'area peri-vesuviana è affetta.

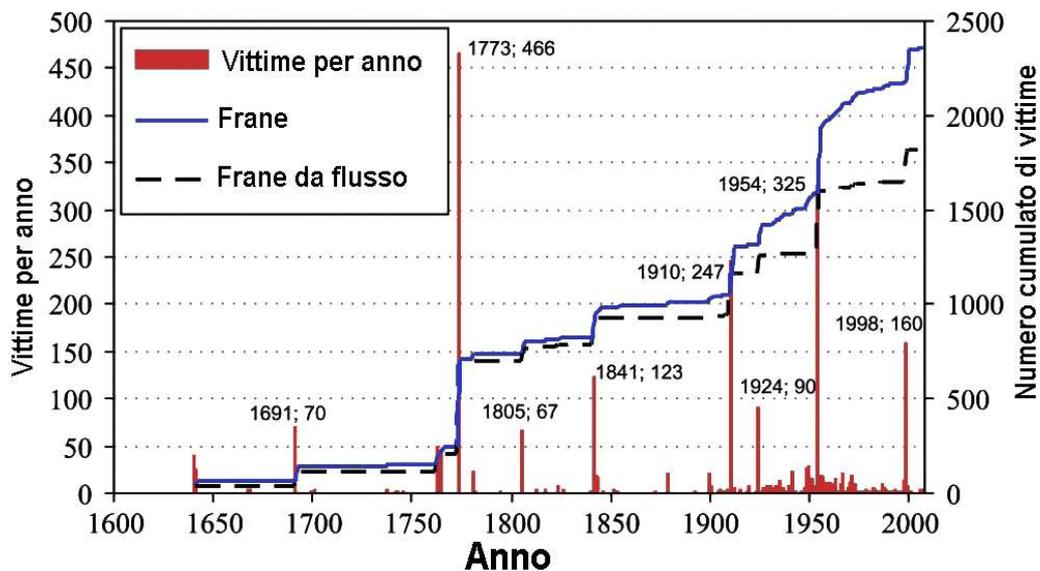


Figura 4.1: Istogramma delle vittime per anno causate da frane e da frane da flusso per la Campania e curva cumulativa per il periodo 1640-2006 (modificata da Cascini et al. 2008).

Le frane da flusso che coinvolgono i depositi piroclastici campani sono in genere classificate dalla Comunità Scientifica come frane complesse (Cruden & Varnes, 1996), caratterizzate da tre fondamentali e conseguenti stadi evolutivi:

- 1) *soil slip* iniziale (Campbell, 1975) o *debris slide* (Cruden & Varnes, 1996) che mobilita poche decine o centinaia di metri cubi di materiale piroclastico (*debris*, con più del 20% in ghiaia);
- 2) *debris avalanche* (Hungr et al., 2001), che inglobano progressivamente più materiale lungo il suo percorso su versante planare a causa di meccanismi di liquefazione dinamica;
- 3) *debris flow* (Hungr et al., 2001), che si caratterizzano per un incanalamento del flusso all'interno del reticolo idrografico preesistente e per una velocità della massa da molto rapida ad estremamente rapida.

Sulla base della morfologia del versante coinvolto e della continuità della copertura piroclastica, i precedenti stadi evolutivi possono essere differenti. Nello specifico, la prima fase (*debris slide - soil slip*) può evolvere direttamente in flusso canalizzato (*debris flow*) ed in questo caso si parla di *landslide-triggered debris flows* (Jakob & Hungr, 2005). In altri casi, i *debris slide - soil slip* possono evolvere solo in un *debris avalanche* o non evolvere affatto e fermare il proprio movimento lungo il versante.

Inoltre, sebbene questo tipo di frana sia generalmente riconosciuto, in termini di velocità, come movimento da flusso da molto rapido ad estremamente rapido, la comprensione dei meccanismi di innesco resta ancora una questione fondamentale per la valutazione della suscettibilità. In particolare, diversi meccanismi di innesco sono stati proposti, considerando fattori critici quali le caratteristiche morfologiche naturali dei versanti (scarpate naturali e tagli artificiali), il tipo di vegetazione, l'esposizione del versante e l'inclinazione degli strati (Fig. 4.2) oltre ai processi idrologici di versante (Di Crescenzo & Santo, 2005; Guadagno et al., 2005; Cascini et al., 2008).

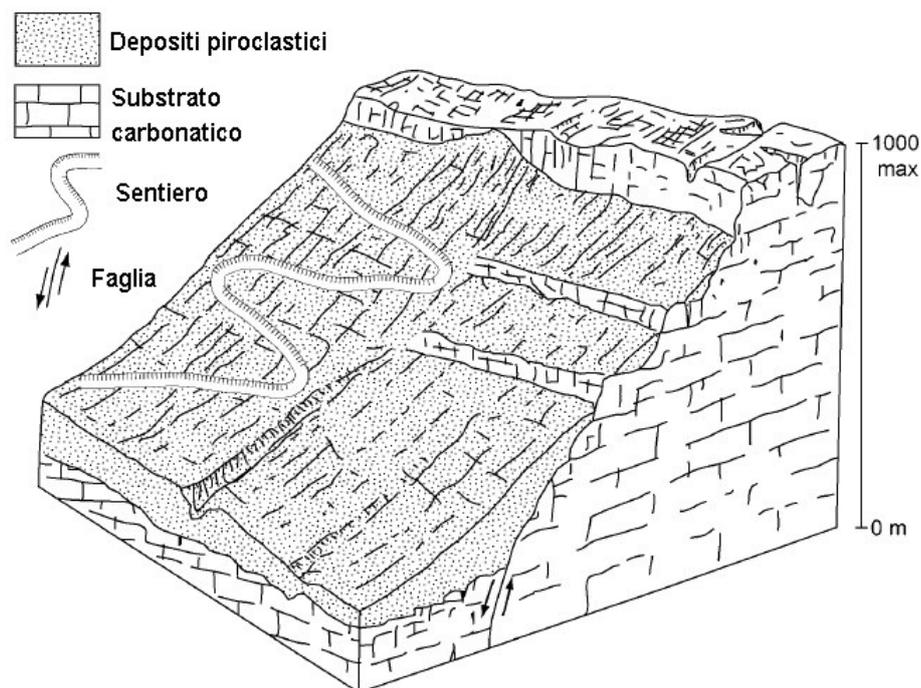


Figura 4.2: Diagramma a blocchi che mostra il peculiare assetto geomorfologico dei rilievi peri-vesuviani (da Guadagno et al., 2005).

4.1. Gli eventi storici

Le informazioni circa gli eventi franosi avvenuti fin dall'inizio del 17° secolo sono riportate in letteratura grazie al progetto AVI (Aree Vulnerate Italiane, Guzzetti et al., 1994) e da alcuni Autori (e.g. Del Prete et al., 1998; Aversano & Ruggiero, 2000; De Vita, 2000; Calcaterra et al., 2003). Questi, ed altri report storici, evidenziano la ricorrenza degli eventi di frana superficiali catastrofici, dando quindi testimonianza dell'elevata pericolosità da *debris-slide debris-flow* che caratterizza l'areale peri-vesuviano.

Nel 1841, nell'area di Gragnano, localizzata circa 15 km a sud del Vesuvio, occorsero quattro grandi frane che coinvolsero il versante settentrionale del Monte Pendolo (Monti Lattari), alla base del quale era situato il villaggio di Gragnano, in seguito ad un evento di pioggia eccezionale (circa 125 mm in 4 giorni). Un architetto del tempo descrisse una di queste frane: di forma triangolare e l'apice posizionato circa a metà del Monte Pendolo (Fig. 4.3). Gragnano fu ancora coinvolta da un evento franoso nell'Agosto del 1935 e poi il 17 Febbraio 1963, in cui 14 frane si innescarono a seguito di 249 mm di pioggia in 3 giorni. In questa occasione, furono coinvolte anche le aree urbane di Castello, Aurano, Caprile e S. Nicola (Del Prete et al., 1998).

Instabilità della copertura piroclastica si sono verificate anche in aree morfologicamente simili, come ad esempio nell'evento del 24 Ottobre del 1924, che interessò i Comuni di Amalfi e Salerno. Nella stessa area, il 26 Marzo del 1924, dopo 102 mm di pioggia in un solo giorno, diverse masse di detrito presero a muoversi lungo i versanti raggiungendo aree, per fortuna, inabitate. Altri eventi simili avvennero nell'Ottobre del 1924 nelle aree di Salerno, Minori, Tramonti, Cava, Vietri e Nocera (Monti di Salerno e Lattari). In tale occasione, 504 mm piovvero in un solo giorno (Del Prete et al., 1998) e gli eventi franosi che ne derivarono causarono 318 vittime (Esposito et al., 2004). Altri eventi sono avvenuti nell'area dei Monti Lattari nel: Novembre 1996 a Vico Equense, tre vittime; 1971, di nuovo dal Monte Pendolo, sei vittime; 16 Febbraio 1973, quando movimenti innescatisi lungo i versanti del Monte San Costanzo (Massa Lubrense) causarono 10 vittime; 10 Gennaio del 1997, allorché una frana occorsa a Pozzano provocò quattro vittime (Calcaterra & Santo, 2004).

Nelle aree più interne, presso i Comuni di Sarno e Palma Campania (Monti di Sarno), un grande numero di eventi franosi avvenne nel mese di Febbraio 1963. Un evento molto descritto è invece quello del 22 Febbraio del 1986, innescato da 93 mm di pioggia in cinque ore consecutive (Del

Prete et al., 1998), che coinvolse il Comune di Palma Campania (Figure 4.4) e provocò otto vittime (Guadagno et al., 1988).

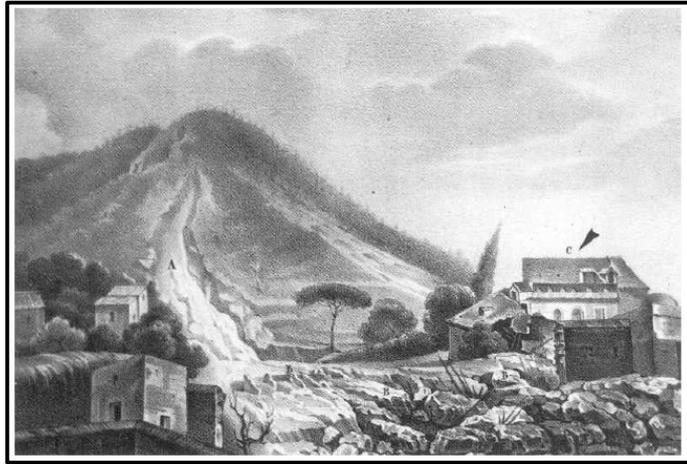


Figura 4.3: Dipinto storico della frana del Monte Pendolo del 1941 che coinvolse il villaggio di Gagnano, in provincia di Salerno (da Del Prete et al., 1998).

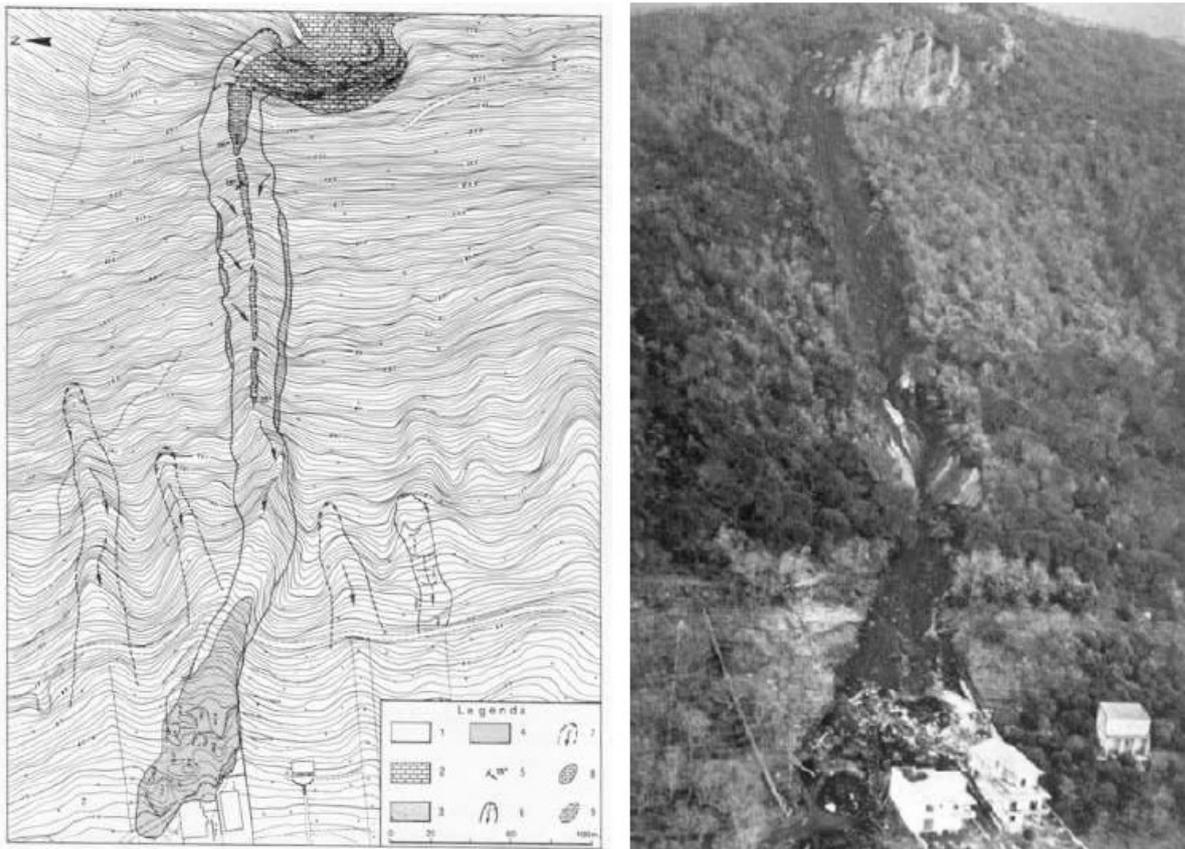


Figura 4.4: La frana occorsa a Palma Campania (Monti di Sarno) nel 1986 (Guadagno et al., 1988).

Il 5 e 6 Maggio 1998, dopo un'intensa e prolungata pioggia, una serie di eventi catastrofici di frana avvennero lungo le pendici dei Monti di Sarno e aree limitrofe (Fig. 4.5), coinvolgendo cinque Comuni (Sarno, Bracigliano, Siano, Quindici e San Felice a Cancelli) e causando 160 vittime (Del Prete et al., 1998; Celico & Guadagno, 1998).

Altri episodi a seguire sono stati: l'evento di San Martino Valle Caudina (Monti di Avella) del 15 e 16 Dicembre del 1999 con sei vittime; la frana di Nocera Inferiore (Monti Lattari), il 5 e 6 Marzo 2005, cui furono associate tre vittime; l'evento di Atrani (Monti Lattari), il 9 e 10 Settembre 2010, che causò una vittima.



Figura 4.5: Versante sud-est dei Monti di Sarno. È possibile notare alcune tracce di frane che invasero la città di Sarno il 5 – 6 Maggio 1998.

4.2. Caratteri morfologici e morfometrici tipici delle aree di innesco

Al fine di verificare il ruolo giocato dagli orizzonti pomicei nei meccanismi di innesco delle frane da flusso, Di Crescenzo & Santo (2005) condussero una dettagliata analisi morfologica di campo nelle aree di innesco dei più rilevanti *debris-slide* occorsi nel contesto carbonatico dell'areale peri-vesuviano, identificando quattro tipi di versante: i) versante planare privo di reticolo idrografico;

ii) versante caratterizzato da un solo bacino di drenaggio non gerarchizzato; iii) versante con bacino di drenaggio scarsamente gerarchizzato; iv) e versante con un bacino di drenaggio ben gerarchizzato (Fig. 4.6a).

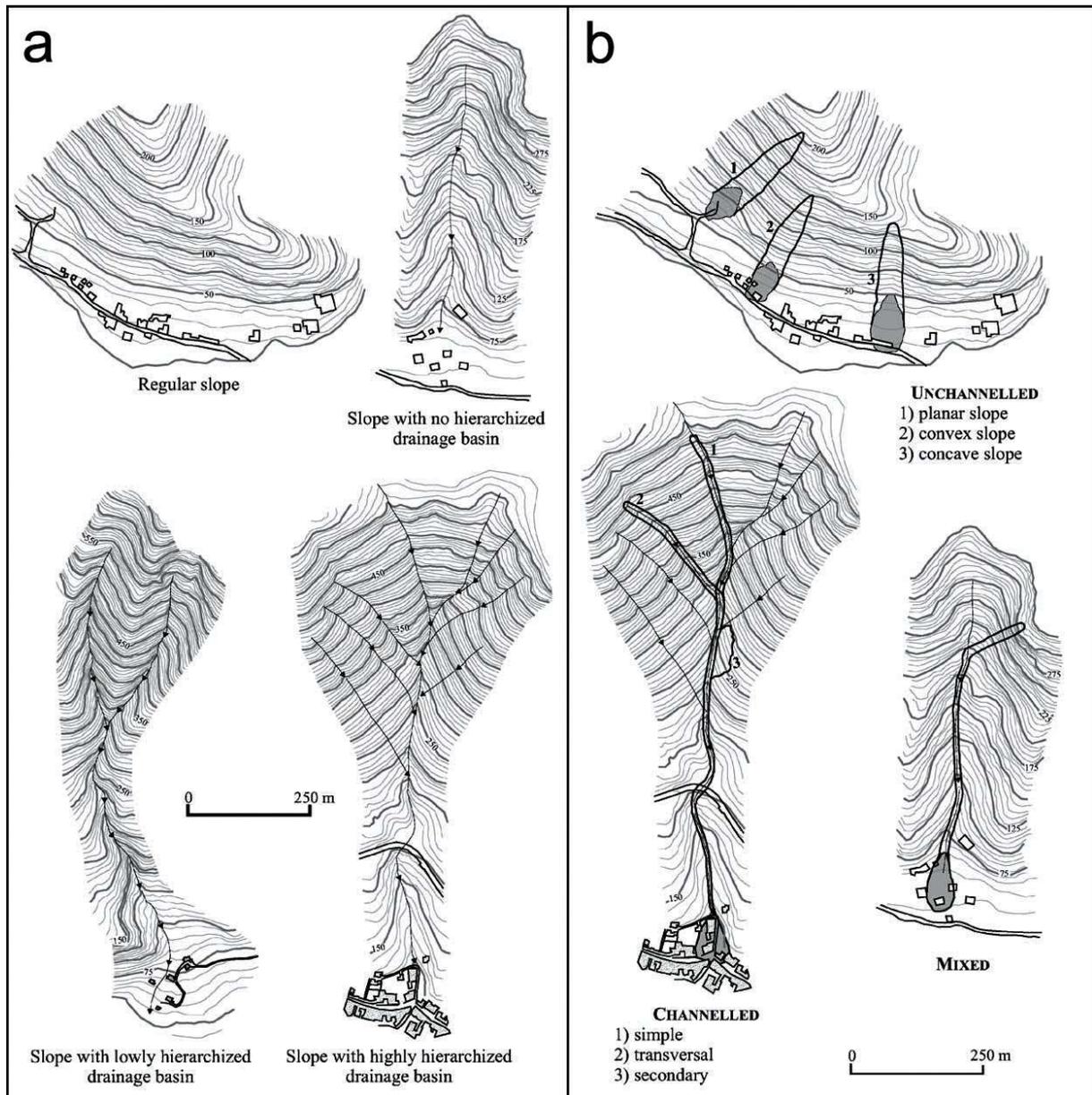


Figure 4.6: *Tipi di versanti e di frane da flusso in area peri-vesuviana: (a) versante planare discriminato sulla base della gerarchizzazione del reticolo idrografico; (b) frane da flusso non canalizzate, canalizzate e miste (modificato da Di Crescenzo & Santo, 2005).*

Dalle osservazioni fatte in campo, gli stessi Autori hanno collegato alle quattro tipologie di versanti visti in precedenza, tre tipologie di eventi franosi (di tipo flusso) (Fig. 4.6b). Il primo, chiamato *unchannelled debris slides-rapid earth flows*, consiste in una frana che si sviluppa su versante planare in assenza di reticolo idrografico. La morfologia tipica di queste frane è triangolare (triangolo isoscele); l'apice è nella zona di distacco e la base è rappresentata dalla porzione inferiore del versante. Il secondo gruppo di frane è chiamato *channelled debris slides-rapid earth flows*, ed è rappresentato da frane la cui zona di distacco è localizzata all'interno del reticolo di drenaggio e per questa ragione il materiale si muove, generalmente, all'interno di un canale; in questo caso il corpo di frana può raggiungere elevate distanze (fino a 2 km) dall'area di distacco. Il terzo tipo di frana è detto *mixed debris slides-rapid earth flows*, ed è caratterizzato da un'iniziale fase di scorrimento lungo il versante planare con seguente canalizzazione.

Per Di Crescenzo & Santo (2005) hanno un'importanza fondamentale anche le frane secondarie canalizzate. Queste sono innescate dai movimenti della frana principale che determina un fenomeno di erosione al piede lateralmente del versante con spostamento del materiale. Le frane secondarie hanno in genere estensione limitata e sono innescate lungo zone ad acclività particolarmente elevata ($35 - 45^\circ$) dei canali effimeri.

La morfologia di queste frane nei depositi piroclastici, soprattutto per le frane *unchannelled* e *mixed*, è in genere caratterizzata da piccole aree di distacco (3–5 m di larghezza), angoli apicali tra i 15° e i 29° e zona di scorrimento dalle 10 alle 20 volte la larghezza della zona di distacco. Questo processo di amplificazione della frana avviene durante il suo movimento verso il basso ed è principalmente dovuto dal processo di erosione del deposito piroclastico lungo il versante a causa dell'elevato angolo di pendio, ma anche dalla cinematica stessa del movimento. In questo modo, sia il materiale piroclastico che i blocchi di roccia erranti, parte del substrato e la vegetazione concorrono ad aumentare il volume, il peso e quindi anche la velocità della frana, conferendogli inoltre la sua caratteristica morfologia sub-triangolare (Fig. 4.7).

Inoltre, dettagliate analisi morfometriche (Fig. 4.8) sul versante della zona di distacco (a), zona di scorrimento (b) e corpo di frana (c) identificano in maniera semi-quantitativa i valori critici di questi parametri per l'identificazione di aree da monitorare o stabilizzare.



Figura 4.7: Esempi di corpi di corpi di frana caratterizzati da un'area di distacco molto piccola ed un'ampia area di "valanga", che le conferisce la caratteristica morfologia sub-triagonale. L'ampiezza dell'angolo apicale (α) si aggira tra i 15° e i 29° (Di Crescenzo and Santo, 2005).

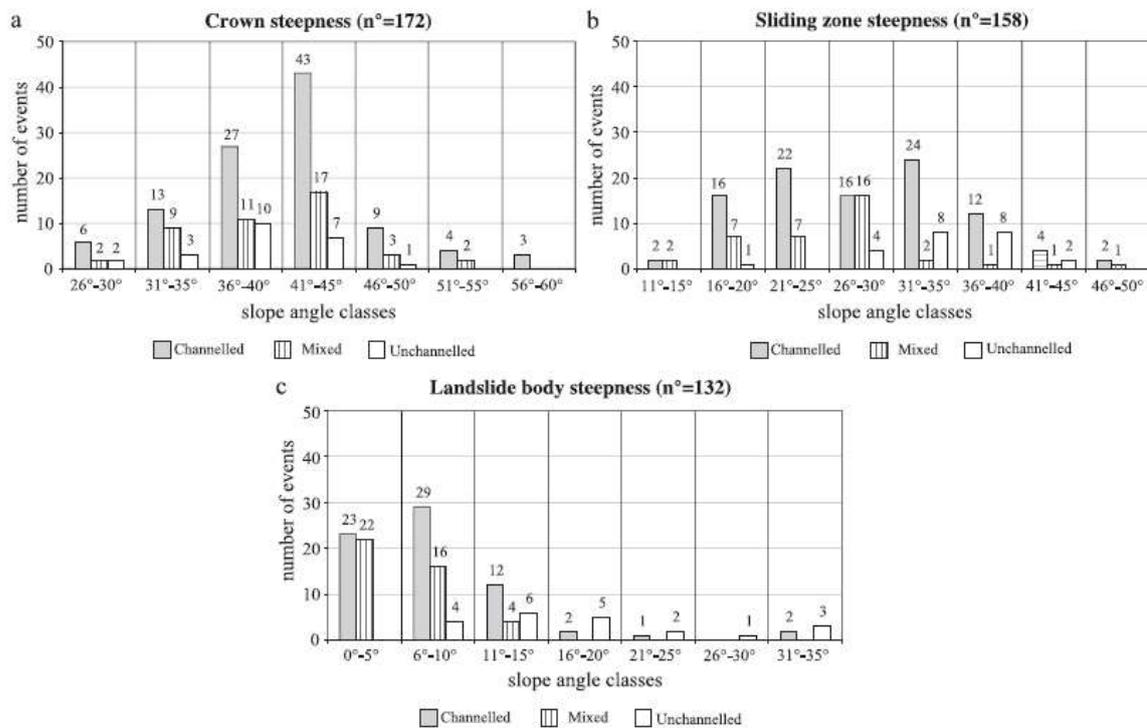


Figura 4.8: Dati morfometrici relativi a debris slides–rapid earth flows. Le classi di acclività sono differenziate per il coronamento (a), zona di scorrimento (b) e corpo di frana (c) sulla base del tipo di frana (canalizzata, non canalizzata e mista) (da Di Crescenzo & Santo, 2005).

La Figura 4.8a evidenzia come un gran numero di frane avvenga in zone di distacco con acclività comprese tra i 35° e i 45°, in linea con studi precedenti come Civita et al. (1975), Guadagno (1991), Del Prete et al. (1998), de Riso et al. (1999), Calcaterra et al. (2000), Guadagno & Perriello Zampelli (2000) che identificano l'intervallo tipico di attivazione tra i 35° ed i 50°.

Guadagno et al. (2005) identificano altri fattori morfologici critici per l'innesco di queste frane, tra cui le scarpate rocciose, dove si ha l'affioramento del substrato carbonatico. Inoltre, la presenza di tagli stradali o scarpate lungo i versanti che interrompono la continuità delle condizioni del versante possono indurre significativi cambiamenti sia sui livelli di falda che sulla circolazione idrica profonda (Guadagno et al., 2003). Queste osservazioni hanno permesso agli Autori di identificare quattro situazioni morfologiche tipiche all'innesco:

- a) *instabilità al di sopra della scarpata naturale*: in questo caso l'iniziale scorrimento coinvolge il materiale collocato al bordo della scarpata subverticale di altezza in genere tra 1 e 5 m (Fig. 4.9a). La vegetazione situata al di sopra della scarpata può contribuire all'instabilità;
- b) *instabilità al di sopra di un taglio stradale*: in questo caso lo scorrimento coinvolge le masse localizzate al di sopra del taglio stradale (Fig. 4.9b). Infatti, la costruzione di strade comporta il taglio della copertura piroclastica ed induce una condizione di libertà cinematica delle masse adiacenti, consentendo l'innesco degli scorrimenti;
- c) *instabilità che coinvolge il materiale di riempimento*: si hanno quando l'innesco di un fenomeno franoso coinvolge anche il materiale di riempimento situato nella parte inferiore di un taglio stradale (Fig. 4.9c) e/o in corrispondenza di sentieri (Fig. 4.9d);
- d) *instabilità data da locali condizioni idrogeologiche e dall'assetto litostratigrafico*: avvengono quando le condizioni di instabilità non sembrano essere relazionate a nessuno dei precedenti casi. Si tratta di pochi casi in cui l'instabilità si verifica appena sotto le scarpate naturali, corrispondenti ai principali giunti o cavità carsiche (Fig. 4.9e).

Il ruolo delle discontinuità nella copertura piroclastica è stato identificato anche da studi statistici condotti da Crosta & Dal Negro (2003) sulle aree di distacco, riconducendo circa il 75% dei fenomeni di frana avvenuti lungo assi di valli o fianchi di canali, o in punti di convergenza di flussi d'acqua superficiali. Inoltre, più della metà delle frane di Sarno del Maggio 1998 si collocavano

al di sotto di discontinuità morfologiche, come scarpate calcaree e strade che interrompono la continuità stratigrafica dei depositi piroclastici (Fig. 4.10).

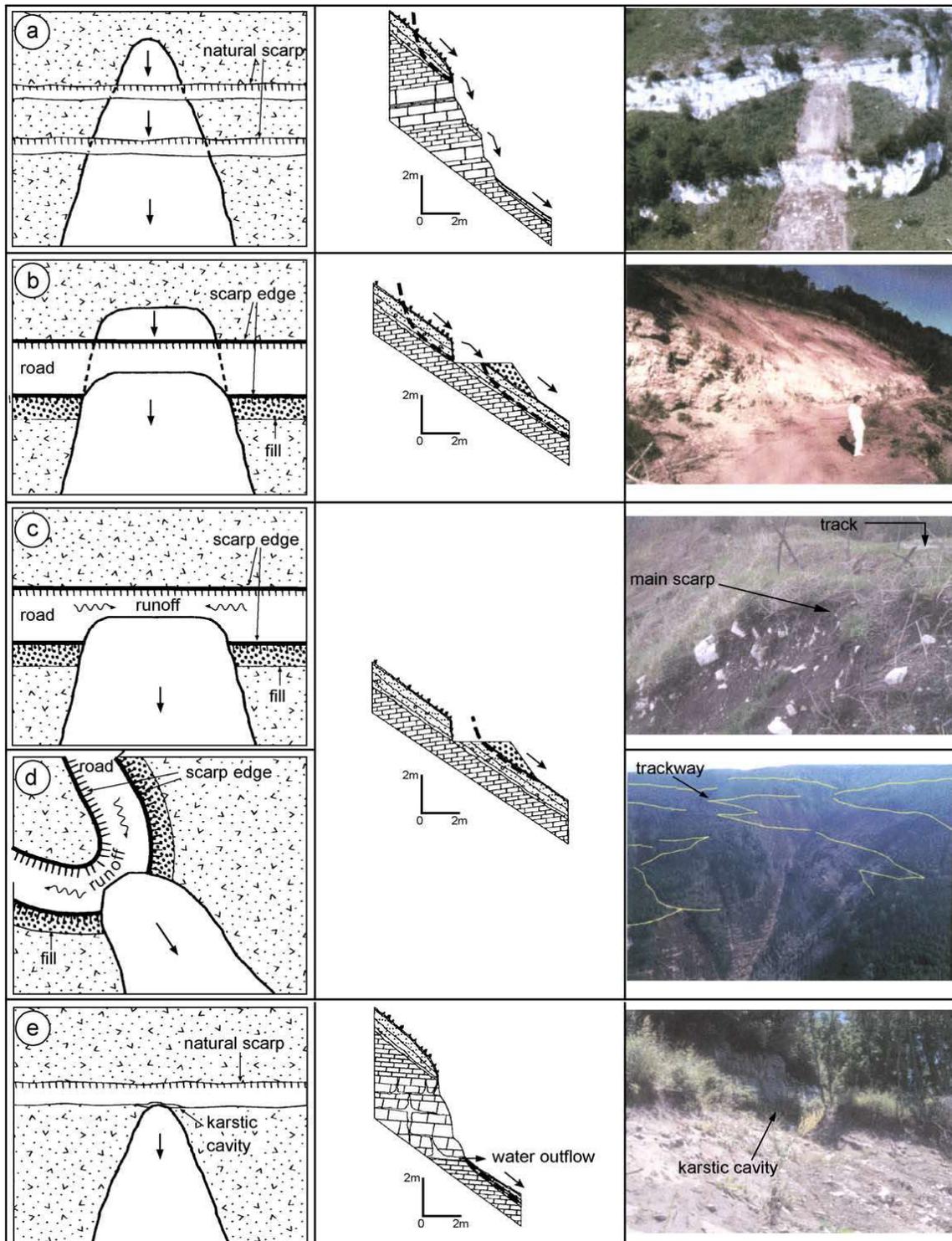


Figura 4.9: Caratteri geomorfologici delle più importanti aree di distacco delle frane di Sarno del Maggio 1998 (da Guadagno et al., 2005).

Un'altra interessante relazione riguarda l'ampiezza dell'area di distacco e l'energia di rilievo (Fig. 4.11). Quest'ultimo parametro, nella maggior parte delle frane superiore all'80%, è definito come la differenza di elevazione tra la linea di spartiacque del versante interessato dalla frana e la prima rottura di pendenza ai piedi del versante.

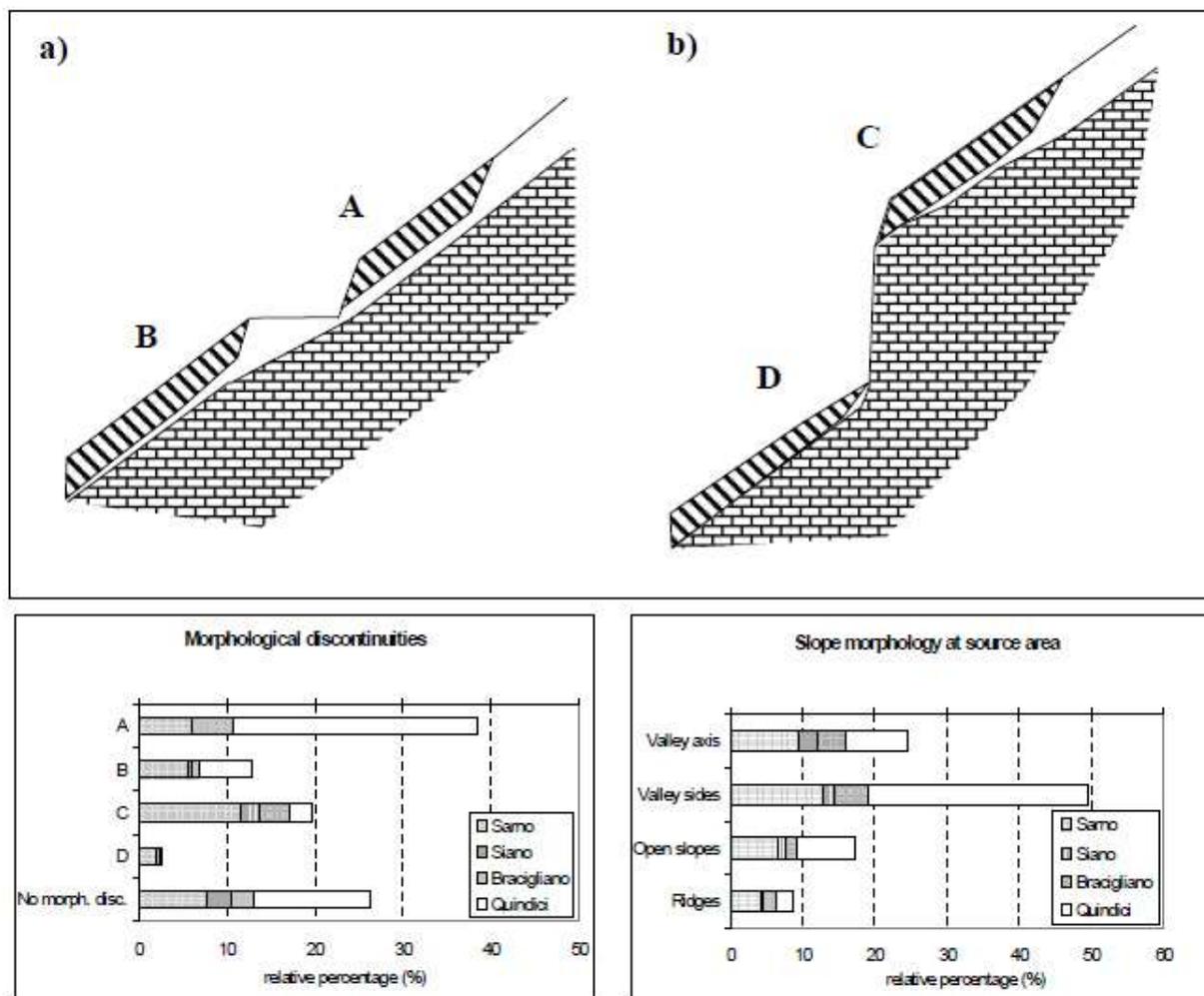


Figura 4.10: Caratteristiche geomorfologiche delle aree di innesco e relativa frequenza: (a) tagli stradali con instabilità nel settore superiore e nel riempimento in terra al di sotto; (b) scarpata in roccia che induce una naturale interruzione della copertura piroclastica (Crosta & Dal Negro, 2003).

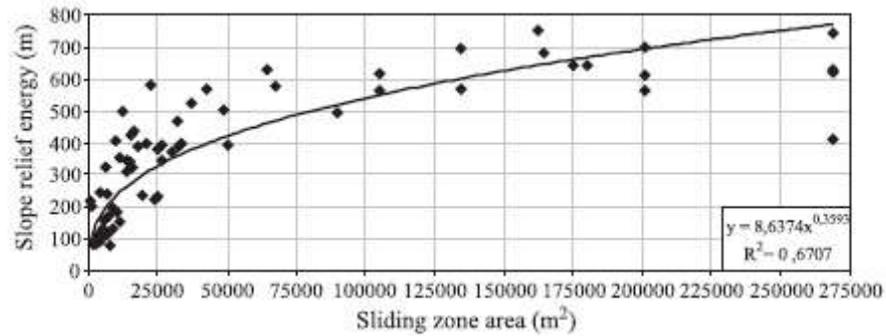


Figura 4.11: Relazione tra ampiezza dell'area di scorrimento ed energia di rilievo del versante coinvolto dal movimento franoso (Di Crescenzo & Santo, 2005).

Cascini et al. (2008) descrivono un altro schema circa la localizzazione e le caratteristiche delle aree sorgenti dei *debris-slides*, basato su fattori geomorfologici ed idrologici dei massicci carbonatici e su fattori antropici. Identificano quindi sei aree-sorgenti tipiche (Fig. 4.12):

- 1) area sorgente M1 (Fig. 4.12a): localizzata all'interno di *hollows* colluviali o di bacini di ordine zero ZOB (Dietrich et al., 1986; Guida, 2003) dove esiste una convergenza tra circolazione idrica sub-superficiale all'interno dei depositi piroclastici e la formazione di sorgenti temporanee dal substrato carbonatico. La forma di quest'area è a cucchiaio con una zona di distacco larga non più di una decina di metri, una parte centrale larga una decina di metri e che si assottiglia verso il basso;
- 2) area sorgente M2 (Fig. 4.12b): di forma triangolare con una zona di distacco superiore di pochi metri, ma che si allarga verso il basso. Queste aree sono generalmente associate all'affioramento del substrato. In particolare, alcuni movimenti sono localizzati proprio alla base di scarpate di roccia, in corrispondenza di sorgenti o condotti carsici (Di Crescenzo & Santo, 1999; Budetta & de Riso, 2004; Guadagno et al., 2005);
- 3) area sorgente M3 (Fig. 4.12c): mostra una forma composta relativa alla sovrapposizione e/o all'ampliamento laterale delle locali instabilità di versante strettamente connesse ai tagli artificiali;
- 4) area sorgente M4 (Fig. 4.12d): formata da una molteplicità di frane; è generalmente situata nella parte superiore di un'incisione maggiore e coinvolge un limitato spessore di depositi piroclastici, inoltre ha una forma a "V" nel profilo trasversale;
- 5) area sorgente M5 (Fig. 4.12e): riconoscibile lungo versanti planari con profilo longitudinale convesso e relativa alla presenza di incisioni naturali o artificiali profonde

nella copertura piroclastica. Quest'area sorgente è caratterizzata da una forma in pianta rettilinea con profilo trasversale concavo ed è localizzata lungo la massima direzione di pendenza;

- 6) area sorgente M6 (Fig. 4.12f): a forma di cucchiaio corto e spesso, quest'area si colloca alla base di versanti convessi-concavi o lungo i fianchi di gole strette. Indipendentemente dalla posizione, quest'area corrisponde a rotture dell'angolo di pendio (naturali o prodotte dall'attività antropica) e in genere coinvolge limitati volumi di materiale.

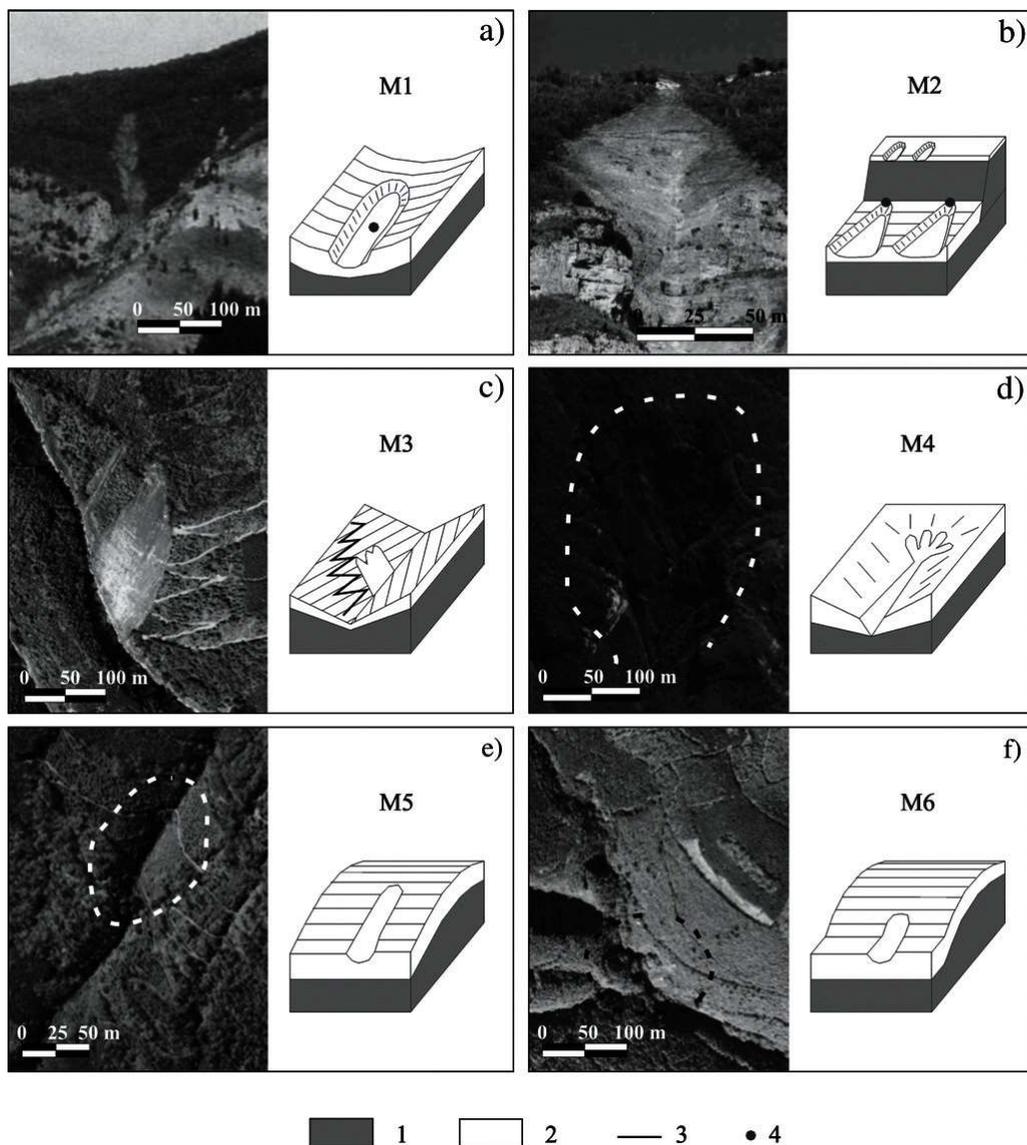


Figura 4.12: Schema delle tipiche aree sorgenti per gli eventi franosi del Maggio 1998: 1) substrato, 2) deposito piroclastico, 3) sentiero, 4) sorgente proveniente dal substrato (Cascini et al., 2008).

Gli Autori identificano l'area sorgente M1 su tutto il massiccio carbonatico a causa dell'estesa presenza di ZOB; l'area M2 invece dove ci sono per lo più versanti planari; le aree M3 e M5 sono situate lungo i versanti caratterizzati dalla presenza di tagli stradali e incisioni; l'area sorgente M4 è situata maggiormente lungo i versanti, mentre, infine, l'area M6 è diffusa su tutto il massiccio.

4.3. Modelli idrologici concettuali dei versanti

Le frane superficiali che coinvolgono le coperture piroclastiche dell'areale peri-vesuviano sono innescate da particolari condizioni idrologiche del sistema superficiale copertura piroclastica-substrato carbonatico in relazione agli eventi di pioggia del periodo che precede l'innescato. I depositi piroclastici incoerenti prodotti dalle eruzioni vulcaniche del Somma-Vesuvio sono sovrainposti alla roccia carbonatica che costituisce il substrato e caratterizzati da una variabilità sia verticale che laterale della conducibilità idraulica, rendendo il sistema idrogeologico particolarmente complesso. Inoltre, il substrato carbonatico è caratterizzato da una conducibilità idraulica che varia fortemente in relazione al grado di fessurazione e al riempimento delle fratture beanti.

Alcuni Autori suggeriscono diversi modelli idrogeologici basati sul comportamento idraulico del sistema più superficiale che caratterizza i versanti peri-vesuviani al fine di comprendere i meccanismi di innescato dei *debris-slide debris-flow* e proporre degli approcci per la riduzione della pericolosità ad essi associata.

In particolare, Celico et al. (1986) proposero il modello della formazione di un flusso sotterraneo occasionale nella parte superiore del substrato fratturato per effetto di intense e/o prolungate precipitazioni, che alimenterebbe sia la falda idrica di base che sorgenti effimere. In questo contesto è importante enfatizzare la presenza di orizzonti marnosi (marne ad Orbitoline) che si comportano come impermeabili relativi e che portano alla formazione di piccoli bacini sotterranei che alimentano le sorgenti di alta quota. Questo modello è stato rivisitato diverse volte nel corso degli anni. Specialmente dopo gli eventi dei Monti di Sarno del 5-6 Maggio 1998, Celico & Guadagno (1998), Del Prete et al. (1998), Celico et al. (2000) e infine Celico et al. (2002) sono d'accordo circa la formazione di una falda sospesa occasionale, anche all'interno dei depositi piroclastici in condizioni di intensi e/o prolungati eventi pluviometrici. In accordo con questi

Autori, la formazione della falda sospesa occasionale è possibile grazie alla presenza di un orizzonte superficiale a maggiore permeabilità, o di orizzonti con differente conducibilità idraulica all'interno della sequenza piroclastica, come lo è l'alternanza di livelli pedogenizzati e orizzonti pomicei; in entrambi i casi la formazione di questa falda porta a condizioni di saturazione e/o prossime alla saturazione. In tali condizioni, l'instabilità può verificarsi per effetto dell'aumento delle pressioni di poro, inclusa la sovrappressione in alcuni casi, la diminuzione dello *stress* effettivo e della resistenza al taglio degli orizzonti piroclastici. Inoltre, l'aumento della densità e dell'unità di peso dei depositi piroclastici sono direttamente collegabili alla formazione della falda sospesa occasionale.

Indagini, campionamenti ed analisi di laboratorio su campioni prelevati nelle aree di innesco degli eventi di Sarno del 1998 hanno permesso di identificare tre modelli di condizioni idrologiche innescanti per le frane peri-vesuviane direttamente legate alla formazione di una zona satura occasionale sospesa, per effetto di piogge particolarmente intense (Fig. 4.13) (Celico et al., 2002):

- 1) *falda sospesa occasionale nei depositi piroclastici*: questo modello suggerisce la presenza di una copertura piroclastica spessa diversi metri ed una superficie di scorrimento all'interno di questi depositi, tra due orizzonti caratterizzati da diversa conducibilità idraulica (K). In particolare, l'orizzonte più superficiale è caratterizzato da una conducibilità maggiore o uguale di 10^{-3} cm/s e quello più profondo da una conducibilità minore di 10^{-4} cm/s;
- 2) *falda sospesa occasionale tra la copertura piroclastica e il substrato carbonatico*: il secondo modello è caratterizzato da una copertura sottile, grossolana e più permeabile, in cui può verificarsi un aumento della pressione di poro all'interno della copertura piroclastica a causa della conducibilità idraulica satura inferiore rispetto a quella del substrato carbonatico (inferiore di 10^{-4} cm/s);
- 3) *falda sospesa occasionale nella parte più superficiale del substrato*: questo modello è caratterizzato da uno spessore molto ridotto della copertura piroclastica che ricopre il substrato carbonatico, caratterizzato da una forte variazione di permeabilità lungo la verticale (a causa delle intercalazioni marnose).

In questi modelli, la formazione di una falda sospesa effimera può verificarsi per effetto di eventi pluviometrici con intensità non inferiore rispetto alla capacità di infiltrazione dei depositi

piroclastici a saturazione di orizzonti relativamente meno permeabili e durante il periodo dell'anno idrologico in cui la domanda di acqua di ritenzione è soddisfatta.

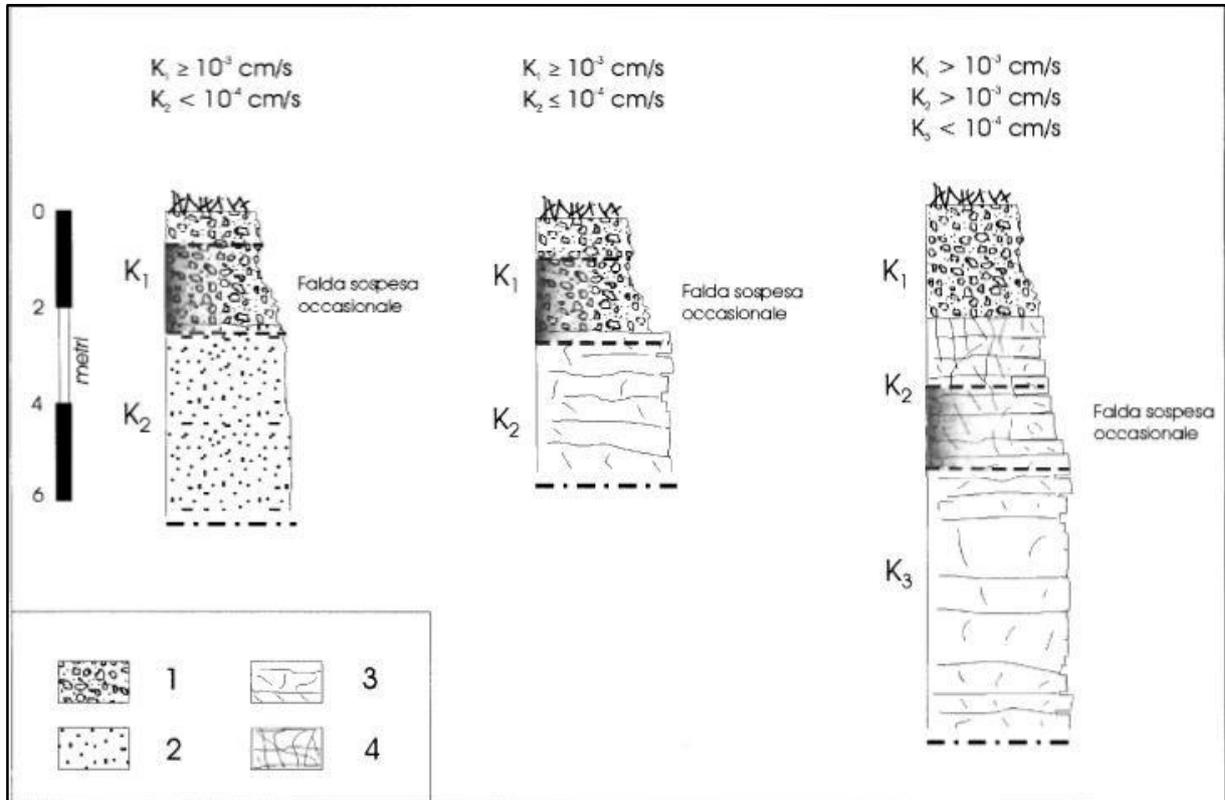


Figura 4.13: Modelli del sistema idrogeologico substrato carbonatico – copertura piroclastica proposto da Celico et al. (2002). La formazione delle falde sospese occasionali può avvenire: a) nella copertura piroclastica; b) al contatto tra copertura piroclastica e substrato carbonatico; c) nella parte superiore del substrato carbonatico. Il materiale coinvolto in questi modelli corrisponde a: (1) deposito pomiceo dominante; (2) deposito cineritico; (3) substrato carbonatico debolmente fratturato; (4) substrato carbonatico fratturato e stratificato.

Altri Autori (Cascini et al., 2000) sottolineano il ruolo idrologico nell'innescare delle frane superficiali dei bacini di ordine zero (ZOB), localizzati nella parte superiore delle aste fluviali di primo ordine e che determinano una non linearità nel comportamento idrologico della copertura piroclastica. In particolare, secondo questi modelli, durante il periodo estivo, quando l'evapotraspirazione è maggiore dei quantitativi di pioggia, la distribuzione del contenuto idrico nel terreno è dominata da flussi verticali (di evapotraspirazione e infiltrazione), mentre la conducibilità idraulica laterale è nulla o quasi. Durante il periodo delle piogge, invece, flussi laterali superficiali e sub-superficiali diventano dominanti nella distribuzione del contenuto

d'acqua e gli ZOB rappresentano zone di convergenza preferenziale in cui si istaura il deflusso d'acqua stagionali dalla falda sospesa (Cascini et al., 2000).

4.4. Regime idrologico dei depositi piroclastici di copertura

4.4.1. La capillarità

Nei mezzi porosi, all'interfaccia tra fase liquida e fase gassosa si genera una pressione, chiamata tensione capillare o capillarità. Tale tensione genera una pressione negativa nella fase liquida, rispetto alla fase gassosa, e si esprime attraverso una superficie curva all'interfaccia con la fase solida. Per comprendere il comportamento di questo sistema, basta pensare a dei sottili tubi capillari riempiti d'acqua e con un'estremità immersa in una fase liquida e l'altra a contatto con una fase gassosa rispetto al materiale solido di cui sono costituiti i tubi. All'inizio, i due fluidi hanno la stessa pressione, poi essa inizia ad aumentare leggermente nella fase gassosa. L'interfaccia risponde a questa differenza di pressione deformandosi, in modo tale da raggiungere una curvatura diversa dallo zero, e se la pressione della fase gassosa aumenta ancora, la deformazione e quindi la curvatura dell'interfaccia aumentano. Qui si genera una forza attrattiva attorno al perimetro della superficie solida del tubo che agisce nella direzione dell'interfaccia, ed è quindi funzione dell'angolo che si genera tra l'interfaccia e la fase solida (angolo di contatto).

Nella Figura 4.14 e nell'[Eq. 4.1] è schematizzato il bilancio delle forze durante il fenomeno di risalita capillare h :

$$h = \frac{2\tau \cos \alpha}{r g (\rho_l - \rho_a)} \quad [4.1]$$

dove τ è la tensione all'interfaccia, α è l'angolo di contatto, r è il raggio del tubo, g è la costante gravitazionale, ρ_l è la densità del liquido e ρ_a è la densità dell'aria. L'equilibrio delle forze per il fluido in condizioni statiche richiede che la pressione di poro nel tubo al livello della superficie dell'acqua sia zero, e che appena sotto l'interfaccia l'acqua nel tubo abbia una pressione di poro h .

Nei suoli i pori hanno una dimensione variabile e l'acqua assume forme diverse in relazione alla forma dei pori che riempie, per cui il modello reale risulta differente rispetto a quello teorico formato dai tubi. Questo significa che si genera un numero enorme di diverse configurazioni

dell'interfaccia che agirà per influenzare la distribuzione dell'acqua all'interno di un terreno insaturo. Tuttavia, più piccole sono le dimensioni delle particelle di terreno, minori sono gli effettivi valori di r e maggiore è la capillarità. Il valore di h non è altro che un'altezza della colonna d'acqua, calcolata come nell' [Eq. 4.1] con una pressione negativa nella parte retrostante il menisco rispetto alla pressione della fase gassosa esterna.

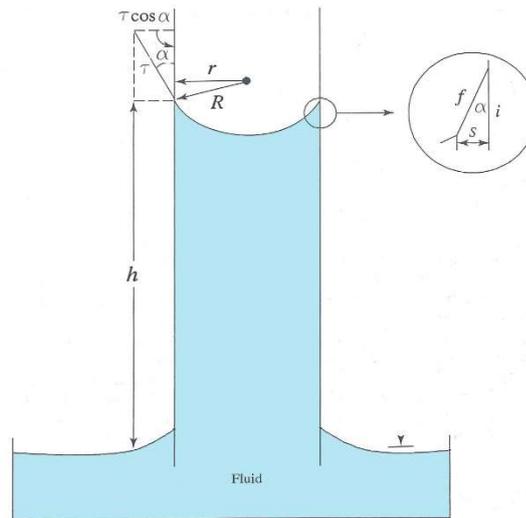


Figure 4.14: Fenomeno di risalita capillare in un tubo cilindrico, dove α è l'angolo di contatto, r il raggio del tubo, τ la tensione all'interfaccia e h è l'altezza della risalita capillare; i è l'aria all'interfaccia suolo-acqua associata al volume triangolare e f è l'interfaccia aria-acqua (modificato da Tindall, 1999).

4.4.2. Potenziale idrico e Curve di Ritenzione (SWRC)

Nella realtà il terreno è più simile a una spugna rigida piuttosto che a un fascio di tubi, con interconnessioni in tutte le direzioni e un'ampia varietà di possibili percorsi della fase fluida tra due punti all'interno del mezzo solido. Per questo motivo, il suolo può avere una vasta gamma di contenuti idrici e potenziali di pressione. Il potenziale totale Ψ_T è formato da diversi contributi, tra cui i più importanti sono: potenziale di adsorbimento, osmotico e matriciale o capillare. In genere, il potenziale di adsorbimento, che è importante solo se si considerano i suoli molto asciutti, e il potenziale osmotico, causato dalla migrazione di un solvente liquido attraverso una membrana semipermeabile da una soluzione più diluita a una soluzione più concentrata, sono ignorati nella maggior parte degli studi. Invece, il potenziale matriciale, o capillare, è comunemente considerato come forza necessaria per bilanciare la tensione generata dalla risalita capillare.

Il potenziale totale Ψ_T è zero al livello della falda idrica, aumenta al di sotto di essa e assume valori negativi nella zona vadosa. Qui esiste una relazione tra potenziale matriciale e contenuto d'acqua a causa della porosità del mezzo. Infatti, il valore (negativo) del potenziale matriciale diminuisce (algebricamente) con l'aumentare del contenuto d'acqua. Se il potenziale matriciale Ψ è graficizzato con il contenuto d'acqua Θ , si ottiene una relazione non lineare, come quella mostrata in Figura 4.15, chiamata Curva di Ritenzione Idrica.

Il contenuto d'acqua Θ , generalmente espresso in termini volumetrici, varia tra il suo limite inferiore, detto contenuto d'acqua residuo θ_r , che rappresenta l'acqua che non può essere rimossa dal suolo da un gradiente di pressione, e il suo limite superiore, il contenuto d'acqua a saturazione θ_s , che corrisponde all'incirca ai valori della porosità o poco meno.

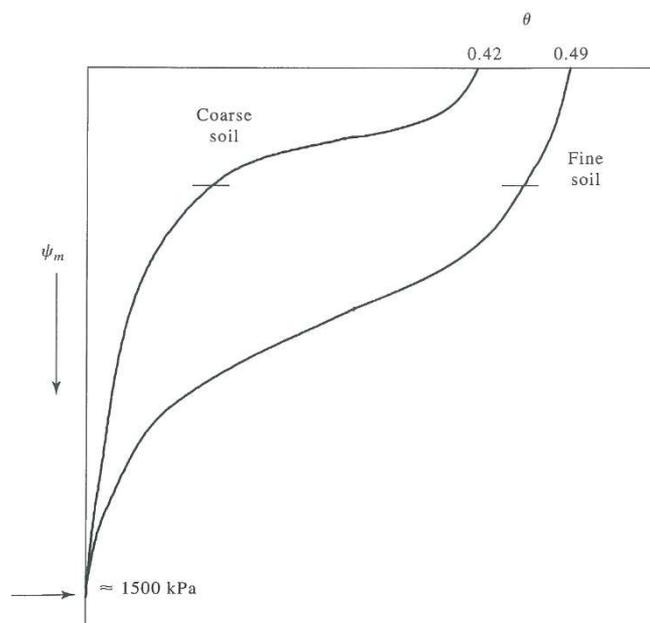


Figure 4.15: Curve di Ritenzione Idrica (Water Retention Curves - SWRC) per differenti granulometrie: grossolana (coarse soil) e sottile (fine soil). Sono graficati il contenuto d'acqua volumetrico (Θ) e il potenziale matriciale (Ψ_m) (Tindall, 1999).

Brooks & Corey (1964), dopo vari studi condotti su diverse curve di Ritenzione Idrica, svilupparono una relazione empirica tra il contenuto d'acqua volumetrico Θ e la pressione di poro h [Eq. 4.2]:

$$\Theta = \left(\frac{h_A}{h}\right)^\lambda \quad [4.2]$$

dove h_A è la pressione della fase gassosa (aria), λ è l'indice di distribuzione della grandezza dei pori e Θ deriva dalla [Eq. 4.3]:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta - \theta_s} \quad [4.3].$$

Nel 1980, van Genuchten propose una descrizione empirica della SWRC utilizzabile anche nelle regioni umide in cui i suoli non mostrano un valore misurabile di h_A , sviluppando la [Eq. 4.4]:

$$\Theta = [1 + (\alpha |h|)^n]^{-m} \quad [4.4]$$

dove α , n e m sono parametri del *fitting*.

In letteratura esiste un'ampia varietà di funzioni proposte ed usate per il calcolo della conducibilità idraulica k e della diffusività suolo-acqua D , a partire dalle SWRC. Brooks & Corey (1964) sfruttarono l'idea di Burdine (1953), che, applicata alle loro ipotesi, produceva una relazione per la conducibilità relativa k e per la diffusività D , simile alla curva di ritenzione. Infine, van Genuchten (1980) adottò una relazione funzionale tra la presunta geometria dei pori del suolo e la conducibilità idraulica, ottenendo una più complessa relazione [Eq. 4.5]:

$$k(\Theta) = \Theta^{1/2} [1 - (1 - \Theta^{1/m})^m]^2 \quad [4.5]$$

utilizzabile per ottenere le curve di conducibilità.

Nello specifico, per i Monti di Sarno, le peculiari proprietà sature e insature dei depositi piroclastici hanno portato a svariati rilievi di campo e *test* di laboratorio. De Vita et al. (2013) hanno proposto curve di ritenzione idrica (SWRC) per ognuno degli orizzonti che compongono la copertura piroclastica (Fig. 4.16). Gli Autori hanno evidenziato un differente contenuto d'acqua residua per ciascun orizzonte, nonostante i livelli pedogenizzati (B, Bb, Bb_{basal}) fossero caratterizzati da un comportamento idraulico molto simile. Inoltre, gli orizzonti pomicei mostrano un'insolita capacità di ritenzione idrica, probabilmente dovuta all'elevata superficie specifica dei vuoti e delle loro connessioni interparticellari.

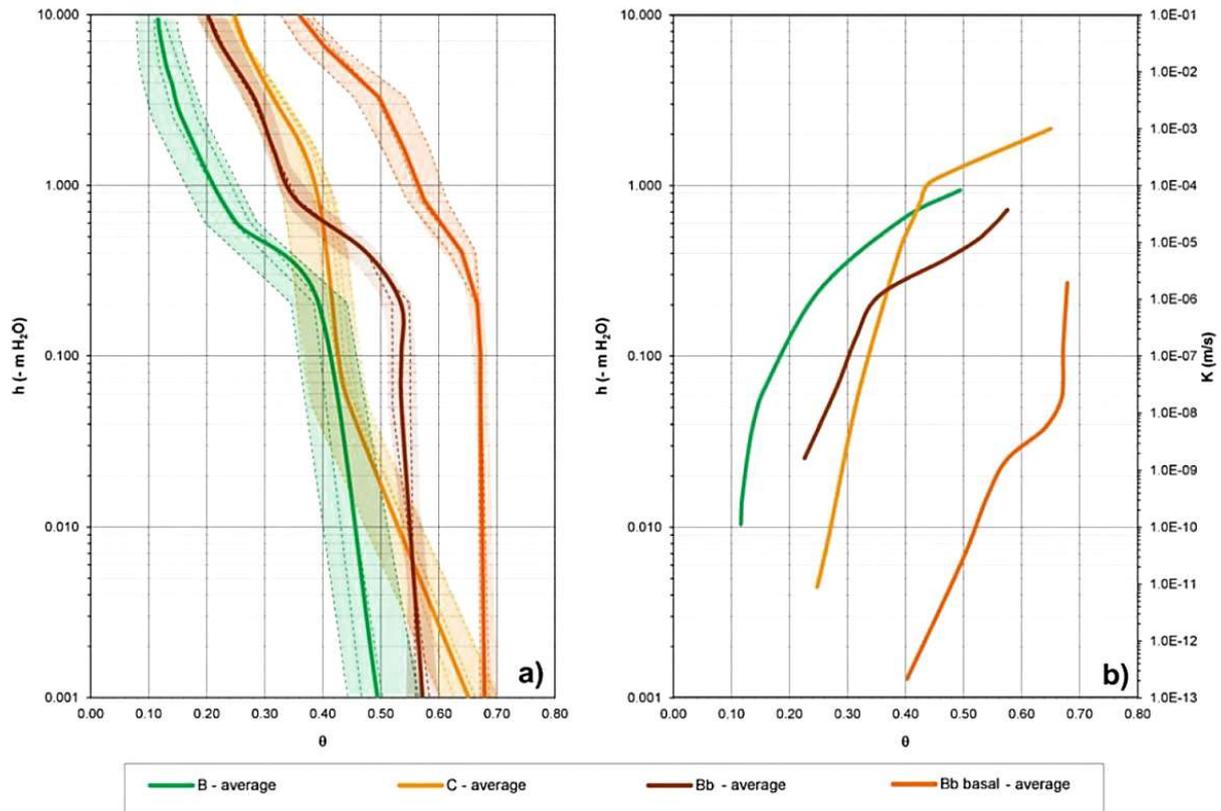


Figure 4.16: a) curve di ritenzione idrica del suolo (SWRC) e b) funzioni di conducibilità idraulica ottenute per gli orizzonti della copertura piroclastica dei Monti di Sarno (da De Vita et al., 2013).

4.4.3. Monitoraggio idrologico dei depositi piroclastici

Diversi Autori sottolineano l'importanza del regime idrologico dei depositi di copertura per la comprensione dei meccanismi che portano all'instabilità (Picarelli et al. 2004; Olivares et al. 2005; Sorbino 2005; Fusco et al., 2013; Fusco & De Vita 2015; Fusco et al., 2017). Con particolare riferimento ai Monti di Sarno, Fusco et al. (2017) hanno proposto i risultati del monitoraggio del regime idrologico in un periodo di quattro anni (Fig. 4.17), durante il quale sono compresi periodi di pioggia, in genere da novembre a marzo, e periodi più asciutti, da aprile a ottobre. Nel primo caso, sono misurati i valori di pressione di poro più elevati, che addirittura superano quelli già presenti in letteratura (e.g. Cascini et al., 2014; Damiano et al., 2012; Greco et al., 2013; Comegna et al., 2013; Pagano et al., 2010; Papa et al., 2013). Inoltre, questo studio mette in evidenza come, in tali periodi non siano comunque mai raggiunte le condizioni di totale saturazione, mentre valori prossimi (*near-saturation*) sono misurati solo all'interno dell'orizzonte più superficiale, B.

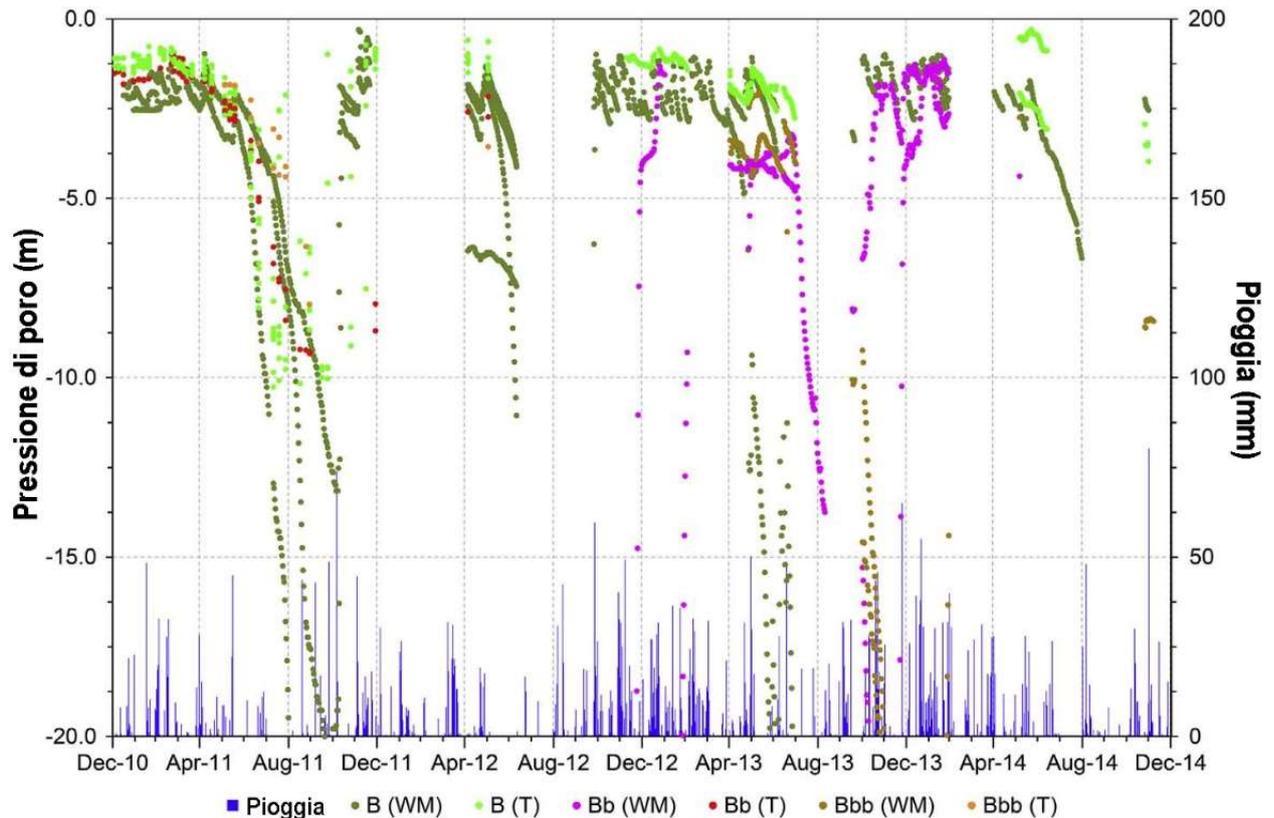


Figura 4.17: Serie temporale dei valori medi di pressione di poro misurati per i principali orizzonti piroclastici (B, Bb e Bbbasal) grazie a tensiometri (T) e sensori Watermark (WM). Sono inoltre visibili i dati di precipitazioni giornaliere (Fusco et al., 2017).

Nel periodo che va dalla tarda primavera fino all'inizio dell'autunno, si registra un brusco calo nei valori di pressione di poro misurati. In particolar modo per agosto e settembre, il processo di evapotraspirazione, dato dall'importante copertura vegetale costituita da bosco deciduo, e la drastica diminuzione degli eventi pluviometrici fanno sì che i valori di pressione di poro raggiungano e addirittura superino i limiti di misura dei sensori Watermark ($h < -20.4$ m) nell'intera copertura piroclastica, anche se questa diminuzione avviene gradualmente partendo dall'orizzonte B e andando più in profondità nel Bb e nel Bbb_{basal}.

L'analisi del comportamento idrologico stagionale dei depositi piroclastici evidenzia condizioni di drenaggio a gravità variabili e in relazione alla profondità considerata. In particolare, per l'orizzonte B si hanno condizioni di drenaggio durante tutto l'anno, mentre per l'orizzonte Bbb_{basal} solo durante le stagioni primaverili ed estive. Considerando che quest'ultimo orizzonte si trova all'interfaccia con il substrato carbonatico, risulta molto probabile che esso tenda ad influenzare le condizioni di ricarica della falda di base, a meno di flussi preferenziali (Mirus & Nimmo, 2013).

4.5. Soglie pluviometriche definite per l'areale peri-vesuviano

Per la Campania molte sono le soglie pluviometriche, sia empiriche che fisicamente basate, relative alle aree montuose peri-vesuviane, stimate soprattutto dopo gli eventi critici avvenuti a Sarno nel 1998. Bisogna però annoverare studi precedenti tali eventi catastrofici, quali quello condotto da Guadagno nel 1991, che, riferendosi al modello empirico di Caine (1980), sviluppò una soglia pluviometrica di tipo I-D, intesa come possibile strumento di previsione, partendo dall'analisi di dati pluviometrici e da fenomeni franosi sia storici che recenti all'epoca, avvenuti nell'areale campano (Fig. 4.18). Tale modello mostra una chiara correlazione tra i parametri di pioggia (intensità e durata) ed i fenomeni franosi, specificando anche che le piogge di lunga durata sono cruciali per l'innesco delle frane superficiali della Campania rispetto a quelle di breve durata ma di elevata intensità.

Dopo i fenomeni del maggio 1998 questo tipo di analisi è stato condotto anche da altri autori con lo scopo di ottenere un vero e proprio strumento previsionale. In particolare, Chirico (2000) e Calcaterra et al. (2000) hanno posto la loro attenzione verso i tempi di ritorno delle precipitazioni responsabili dell'innesco degli eventi franosi (Fig. 4.19).

Nel 2000 De Vita e nel 2002 De Vita & Piscopo hanno invece raccolto, sulla base delle stazioni pluviometriche dell'areale peri-vesuviano, i dati di pioggia del giorno in cui si è verificato un evento franoso e quelli relativi ai giorni precedenti. Hanno quindi dimostrato che eventi pluviometrici di breve durata e forte intensità possono causare rapide variazioni di pressione di poro negli orizzonti superficiali a media permeabilità, ma anche che tra i fattori predisponenti di tipo idrologico, che portano ad un aumento del contenuto di acqua, devono essere considerate le piogge occorse nei giorni antecedenti al fenomeno franoso. Per questi motivi gli Autori hanno valutato: i) le precipitazioni nel giorno del fenomeno franoso (P); ii) le precipitazioni nel giorno precedente all'evento (P_{-1}) e iii) le precipitazioni cumulate nei giorni precedenti alla frana, compreso il giorno stesso. Queste precipitazioni sono riferite a 5 giorni (ΣP_5), 10 giorni (ΣP_{10}), 20 giorni (ΣP_{20}), 40 giorni (ΣP_{40}), 60 giorni (ΣP_{60}).

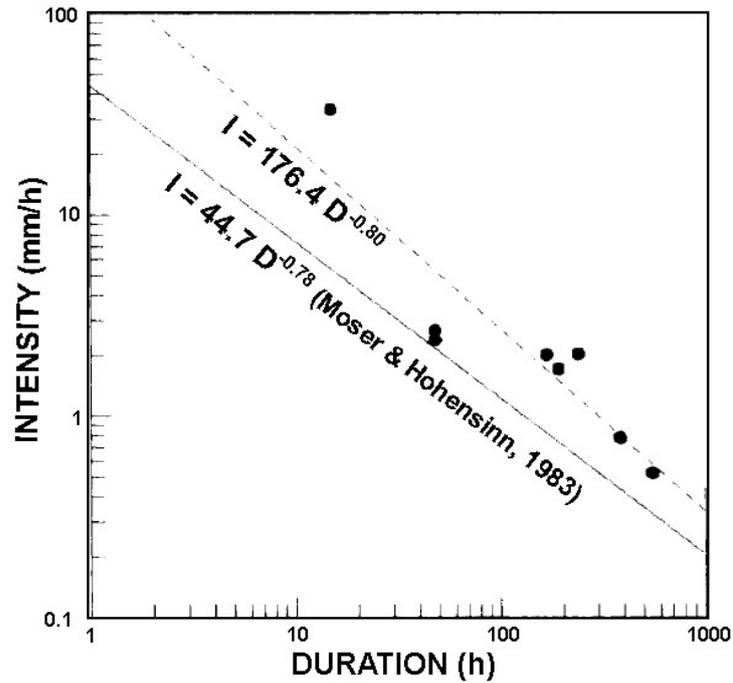


Figura 4.18: Soglia pluviometrica sviluppata da Guadagno, 1991. L'autore mostra il confronto con quella sviluppata da Moser e Hohensinn, 1983.

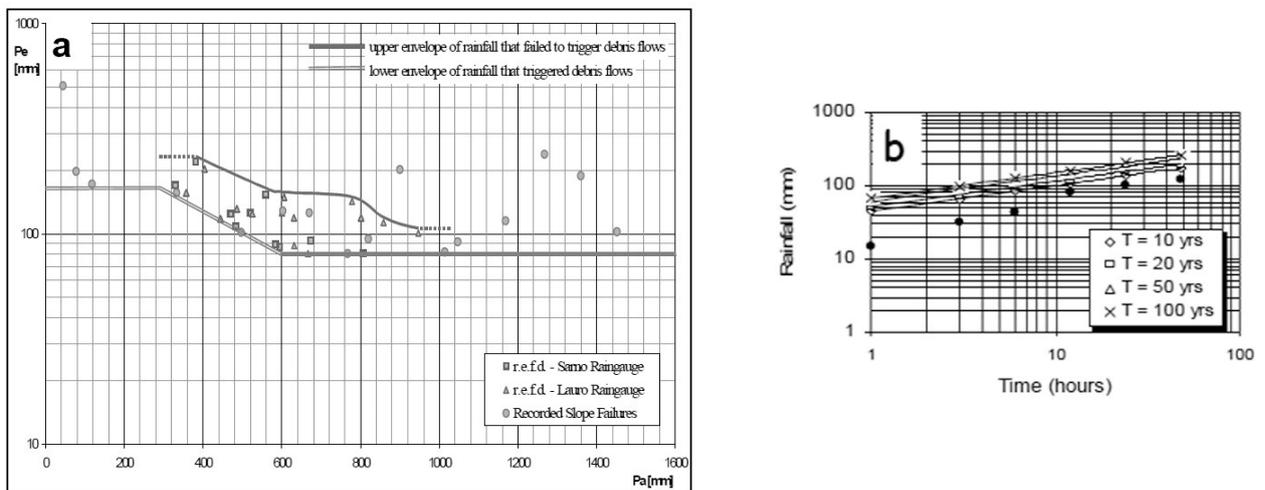


Figura 4.19: a) soglie pluviometriche empiriche sviluppate da Chirico et al. (2000); b) soglie pluviometriche empiriche sviluppate da Calcaterra et al. (2000), ed i tempi di ritorno corrispondenti alle varie soglie.

In base a questo criterio, De Vita & Piscopo (2002) hanno effettuato una correlazione grafica tra P e le precipitazioni antecedenti (Fig. 4.20).

Nel dettaglio, aumentando il periodo antecedente di pioggia, si ha un inviluppo inferiore che diventa costante per lunghi periodi antecedenti (39 e 59 giorni). In questo caso, tale inviluppo diminuisce fino ad un valore di P di circa 50 mm, quando le P antecedenti aumentano, confermando l'influenza delle condizioni di umidità del suolo antecedenti e l'effetto dell'evapotraspirazione. Quando la precipitazione cumulata antecedente è assente, il valore di soglia di P aumenta fino a 110 mm. Di contro, per i più alti periodi di piogge antecedenti esiste una forte riduzione dell'effetto delle condizioni antecedenti sul valore soglia.

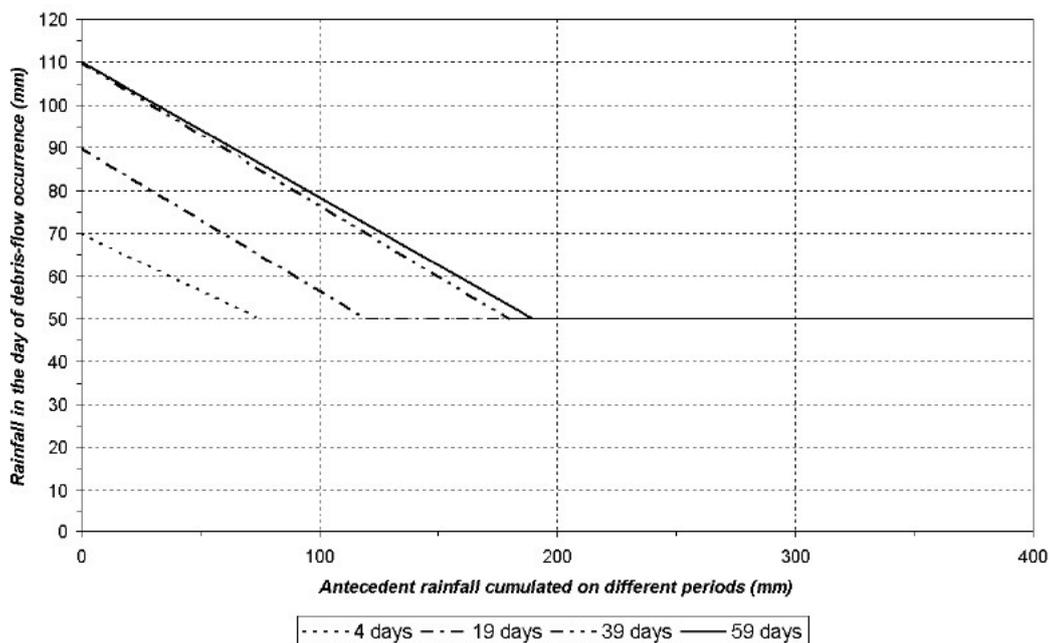


Figura 4.20: Correlazione tra P nel giorno dell'evento con le precipitazioni antecedenti riferite a diversi periodi (ΣP_5 , ΣP_{20} , ΣP_{40} , ΣP_{60} (59days) (De Vita e Piscopo, 2002).

Nel 2013 De Vita et al. hanno, invece, condotto uno studio rivolto alla definizione delle soglie pluviometriche per l'innescò delle frane superficiali con approccio deterministico. La fase preliminare del lavoro ha avuto come obiettivo l'individuazione delle caratteristiche morfologiche delle aree di innescò, caratterizzazione eseguita sulla quasi totalità dei fenomeni franosi avvenuti presso i Monti di Sarno nel 1998. In particolare, gli Autori hanno individuato almeno tre situazioni morfologiche particolarmente critiche all'innescò: incrementi bruschi di pendenza che portano all'affioramento del substrato o *knickpoint*, cornici di morfoselezione e tagli stradali. La ricostruzione di modelli geologici dettagliati, la caratterizzazione idraulica e geotecnica, sia di

campo che di laboratorio, degli orizzonti che costituiscono la copertura piroclastica coinvolta nei movimenti franosi, ha permesso loro di ricostruire un modello fisico da utilizzare nella modellazione numerica. Successivamente, l'analisi di stabilità condotta con il metodo del pendio definito ha portato alla definizione di soglie pluviometriche di tipo I-D (Fig. 4.21a).

Ulteriori sviluppi in relazione a tali soglie sono sfociati nel lavoro di Napolitano et al. (2016). In questo lavoro si evidenzia l'influenza delle condizioni idrologiche antecedenti sull'innescio dei fenomeni franosi, portando alla stima di due soglie deterministiche critiche: una per le condizioni invernali e una per le condizioni estive (Fig. 4.21b). Lo studio delle condizioni idrologiche antecedenti è frutto di un lungo e continuo monitoraggio in sito di parametri specifici, quali pressione di poro e contenuto d'acqua (Fusco et al., 2013; Fusco & De Vita 2015; Fusco et al., 2017).

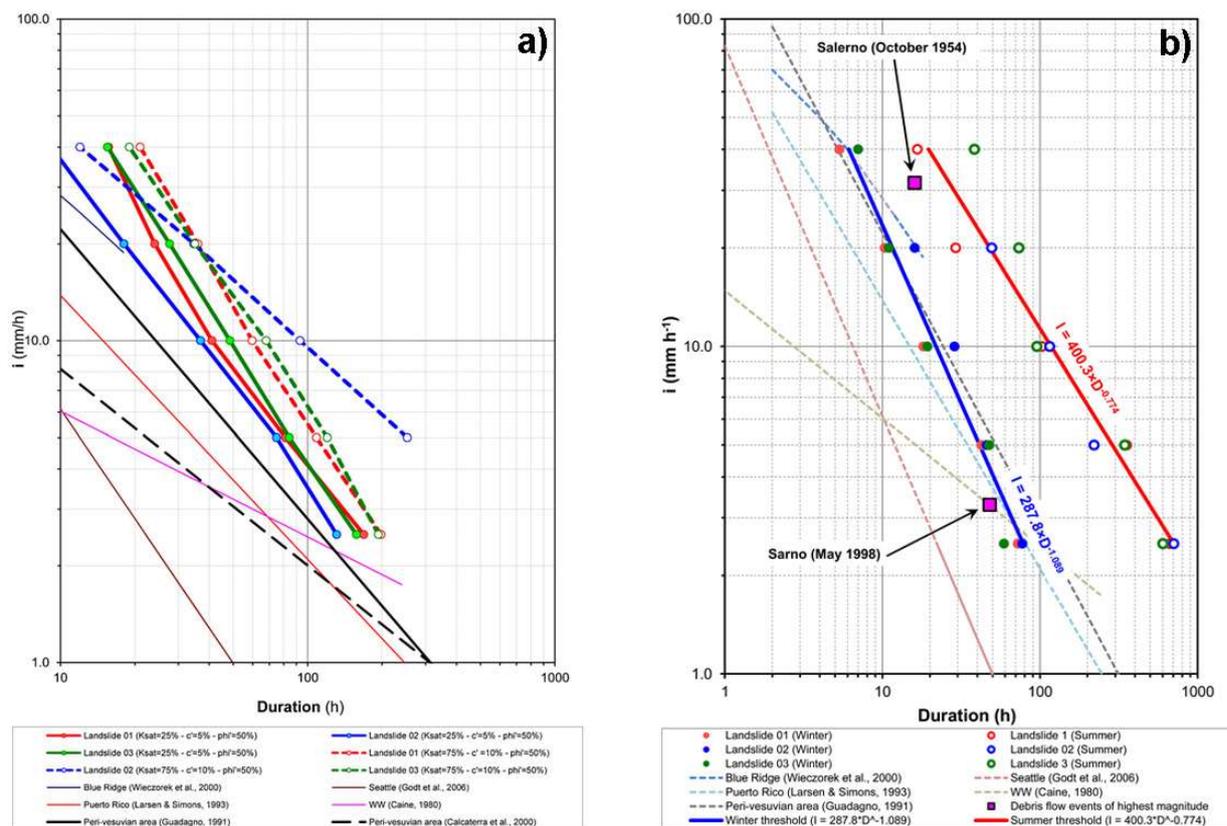


Figura 4.21: Soglie pluviometriche deterministiche sviluppate a partire da dettagliati modelli geologici delle aree di innescio dei fenomeni franosi del 1998 presso i Monti di Sarno (a) (De Vita et al., 2013), e implementate in modo da considerare gli effetti delle condizioni idrologiche antecedenti della copertura piroclastica (b) (Napolitano et al., 2016).

Un altro importante modello di simulazione piogge – frane è il modello F.La.I.R. (*Forecasting Landslides Induced by Rainfall*) sviluppato da Sirangelo & Versace (1996), Capparelli et al. (2009), Capparelli & Versace (2011). Il modello fu originariamente creato per simulare e prevedere i movimenti franosi attivati da precipitazioni, entrando anche a far parte del sistema di preannuncio applicato a Sarno a valle degli eventi del 5-6 Maggio 1998. La più recente versione di questo modello, indicato come GFM (Modello FLAIR generalizzato) è basato su soglie pluviometriche non-stazionarie calcolate a partire dalle diverse condizioni idrologiche antecedenti dei materiali coinvolti negli eventi franosi. Questo consente una migliore previsione degli eventi di frana nonché una sostanziale riduzione dei falsi allarmi rispetto alle classiche soglie empiriche (De Luca & Versace, 2017).

Soglie pluviometriche sono tutt'oggi utilizzate nel sistema di allertamento per il rischio idrogeologico e idraulico della Regione Campania. Questo sistema è stato adottato con il D.P.G.R. n. 245 del 01 Agosto 2017 e disposizioni seguenti, tra cui il Decreto Dirigenziale n. 56 del 31/12/2018. In particolare, una volta superati i valori di soglia, il sistema individua nei precursori pluviometrici (altezze di pioggia in varie finestre temporali) dei “campanelli di allarme”, atti a far scattare il sistema di allerta. Ad ogni Comune della Campania è attribuita una classe di rischio sulla base di una suddivisione in 6 classi. Le prime cinque classi di rischio (da I a V) fanno riferimento al rischio da alluvione, mentre con riferimento alle frane, la classe rilevante è la VI, alla quale appartengono i Comuni il cui territorio è stato classificato a rischio per frane superficiali e/o da flusso ed alla quale corrispondono indicatori pluviometrici con durata di aggregazione temporale pari a 24, 48 e 72 ore. Per l'attivazione degli stati di allerta superiori allo stato ordinario, rispettivamente definiti di “attenzione”, “pre-allarme” e “allarme”, le piogge misurate sono confrontate con valori soglia dei precursori pluviometrici definiti sulla base dell'analisi statistica di serie storiche di precipitazione considerando un tempo di ritorno rispettivamente pari a 2, 5 e 10 anni (Fig. 4.22).

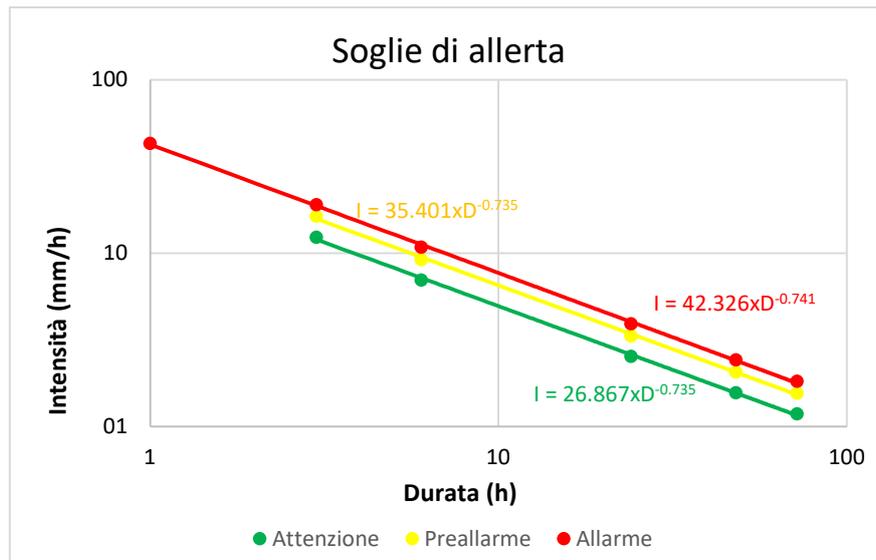


Figura 4.22: Soglie di allerta dei precursori puntuali: attenzione (verde), pre-allarme (giallo) e allarme (rosso) definite per il comune di Sarno dal sistema di allertamento regionale (soglie ricavate dall'allegato A al Decreto Dirigenziale n. 56 del 31/12/2018).

Capitolo 5

Dati e metodi per l'analisi idrologica e la stima della probabilità all'innescamento

Lo scopo di questo progetto di dottorato si focalizza sulla valutazione della pericolosità da fenomeni franosi del tipo *debris-slide debris-flow* nell'areale peri-vesuviano (Monti di Sarno e Lattari - Campania, Italia meridionale), identificando le condizioni idrologiche critiche all'innescamento e tentando una stima della probabilità intrinseca di occorrenza.

A tal fine, questo progetto è articolato in tre filoni, reciprocamente correlati, ma indipendenti allo stesso tempo:

- 1) Approccio empirico, mirato alla stima probabilistica di soglie pluviometriche di tipo intensità-durata (I-D) (Caine, 1980) e precipitazioni del giorno dell'evento-precipitazioni cumulate antecedenti (P-Pa) (Crozier & Eyles, 1980) (Tufano et al., 2019). Questa sezione si sviluppa principalmente attraverso elaborazioni di tipo probabilistico, con lo scopo di ridurre le incertezze legate soprattutto al dato pluviometrico su cui è basato il modello empirico. Le analisi sono state condotte a partire dalla ricostruzione dell'inventario degli eventi di frana e delle piogge responsabili dell'innescamento. Successivamente, al fine di stimare i tempi di ritorno di questi eventi pluviometrici innescanti, si è fatto riferimento alle formulazioni derivanti dal modello VAPI (Valutazione delle Piene) per la Campania (Rossi & Villani, 1995), che ha portato all'eliminazione degli eventi di pioggia innescanti con tempo di ritorno inferiore ad un anno, considerati non rappresentativi ai fini della definizione di soglie pluviometriche. Questo ha invece permesso di identificare quattro soglie di tipo I-D sulla base di differenti intervalli di tempi di ritorno. Per valutare la probabilità che i *debris-flow* possano innescarsi per determinate condizioni di pioggia è stato utilizzato un modello di regressione logistica bivariata ed i risultati ottenuti da questo approccio sono stati combinati con la probabilità di occorrenza degli eventi di pioggia innescanti per specifici intervalli temporali (Lee e Jones, 2004).
- 2) Modellazione fisicamente basata per la stima di soglie pluviometriche deterministiche e definizione della probabilità composta da frana (Tufano et al., 2016; De Vita et al., 2017;

2018). Per questa sezione, l'approccio utilizzato è stato di tipo deterministico, a partire dalla definizione di pendii generalizzati, stimati grazie a relazioni esistenti tra angolo di pendio, spessore totale e spessore dei singoli orizzonti (De Vita et al., 2006a e b; De Vita & Nappi, 2013; Fusco et al., 2017; Del Soldato et al., 2018). Tale assetto è stato concepito per considerare gli effetti morfostratigrafici sulle soglie pluviometriche di tipo I-D. In particolare, è stata stimata la probabilità che in ciascun modello potesse esistere una condizione antecedente considerata critica all'innescò, grazie ad una modellazione idrologica sul lungo periodo derivata da dati di *input* stimati attraverso il bilancio idrologico della coltre piroclastica con il metodo di Thornthwaite (1948). È stata poi stimata la probabilità di occorrenza dell'evento critico innescante, a partire dalle soglie deterministiche di tipo I-D determinate per ciascun modello di pendenza e per due diverse condizioni idrologiche antecedenti, a partire da dati di *input* consistenti in intensità costanti di precipitazione. Queste due probabilità sono state combinate al fine di ottenere una probabilità composta.

- 3) Modellazione idrologica delle condizioni di innescò di *debris-slide debris-flow* su scala distribuita. La terza ed ultima fase di questa ricerca si basa sull'utilizzo del codice numerico GEOtop (Rigon et al., 2006) per la stima della probabilità all'innescò in un'area campione dei Monti di Sarno, con determinate condizioni pluviometriche e idrologiche antecedenti. Questa analisi si basa sul modello empirico validato della distribuzione spaziale dello spessore della copertura piroclastica (De Vita et al., 2006a; Fusco et al., 2017; Del Soldato et al., 2018); sulle proprietà idrologiche insature/sature della copertura piroclastica ottenute da un numero rilevante di test di laboratorio (De Vita et al., 2013) e sulle proprietà geotecniche dei suoli piroclastici grazie ad un rilevante numero di test di laboratorio (De Vita et al., 2013). I risultati ottenuti per questa fase sono da considerarsi rappresentativi per areali più vasti per cui sia valido il modello empirico della distribuzione spaziale dello spessore della copertura piroclastica, a parità di condizioni idrologiche antecedenti e proprietà idrologiche e geotecniche dei suoli coinvolti.

5.1. Approccio empirico per la stima probabilistica di soglie pluviometriche

Come anticipato, la prima parte di questa tesi mira all'individuazione di nuove soglie pluviometriche empiriche valide per l'innescò dei fenomeni franosi nell'areale peri-vesuviano

(Monti di Sarno e Lattari) e che, diversamente da quelle già presenti in letteratura tengano conto dell'incertezza legata al dato pluviometrico di partenza. Di seguito è proposta una sintesi di questa fase:

- costruzione di un *database* comprendente alcune caratteristiche delle piogge innescanti frane, come: durata, intensità, quantitativo di pioggia del giorno dell'evento e dei giorni antecedenti, oltre all'intera serie storica di dati pluviometrici registrati dalle stesse stazioni;
- applicazione del modello idrologico di Caine (1980) per la stima di soglie pluviometriche di tipo intensità-durata (I-D);
- stima del periodo di ritorno (T) degli eventi pluviometrici innescanti in riferimento al modello di precipitazione di forte intensità e breve durata, realizzato nell'ambito del Progetto VAPI (Rossi & Villani, 1994) ed esclusione degli eventi non caratteristici ($T < 1$);
- applicazione del modello idrologico di Crozier & Eyles (1980) per la stima di soglie pluviometriche di tipo pioggia nel giorno dell'evento-pioggia antecedente cumulata (P-Pa);
- applicazione del modello di regressione logistica bivariata per la stima del valore di probabilità di accadimento di frane per assegnate condizioni pluviometriche;
- stima della probabilità di occorrenza degli eventi pluviometrici critici in determinati intervalli temporali ($t = 10, 50$ e 100 anni);
- definizione della probabilità composta (Lee e Jones, 2004) all'innescamento derivante dal prodotto della probabilità di occorrenza del fenomeno franoso e delle condizioni pluviometriche innescanti.

5.1.1. Analisi storica ed acquisizione bibliografica per la costruzione del database pluviometrico

Diverse fonti bibliografiche sono state consultate per l'acquisizione degli eventi franosi storici che hanno interessato le aree dei Monti di Sarno e Lattari. In particolare, un cospicuo numero di eventi è stato estratto dall'archivio AVI (Aree Vulnerate Italiane) (Guzzetti et al., 1994). Questa fonte riporta informazioni circa fenomeni franosi ed eventi di piena che hanno interessato gran parte dell'Italia per il periodo 1918-1990, fornendo una dettagliata caratterizzazione dei fenomeni,

come: numero ed identificativo frana, unità operativa, rilevatore, data di compilazione, località, codice ISTAT (Istituto Nazionale di Statistica), data (dove possibile sono segnalati giorno, mese, anno), ambiente fisiografico, stato di attività, età e velocità di frana, causa emergenza (ad. esempio interruzione del traffico, interruzione di attività commerciali, etc. etc.), durata dell'evento, eventi precedenti e note o notizie aggiuntive.

Per quanto invece riguarda i fenomeni franosi più antichi che hanno interessato l'areale studiato è stato fatto riferimento al lavoro scientifico degli Autori Aversano e Ruggiero (2000): *La Montagna Vittima o Assassina*. In questo caso vengono classificate: la tipologia dei fenomeni, mese e/o anno in cui si sono verificati e, solo per gli eventi più recenti, il giorno.

Per completare l'analisi storica sono stati inoltre consultati anche i lavori proposti da De Vita (2000) e Calcaterra et al. (2003). Nel primo, i fenomeni franosi vengono caratterizzati in termini di data e zona di innesco, mentre nel secondo sono riportate indicazioni circa data, zona di innesco, tipologia di fenomeno e fonti bibliografiche da cui sono state reperite le informazioni.

Terminata la fase di ricerca delle occorrenze di fenomeni franosi, si è passato a quella di acquisizione dei dati pluviometrici ad essi associati, derivanti dagli Annali Idrologici pubblicati dal S.I.M.N (Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale). In particolare, in considerazione dell'areale oggetto di studio è stato fatto riferimento alle seguenti 18 stazioni: Lauro, Sarno, Mercato San Severino, Palma Campania, Salerno, Sorrento, Nocera Inferiore, Piano di Sorrento, Castellammare, Gragnano, Agerola, Ravello, Cava dei Tirreni, Tramonti, Amalfi, Maiori, Minori e Scala (Fig. 5.1). Nella maggior parte dei casi è stato possibile utilizzare i dati pluviometrici registrati dalle stazioni poste nelle massime vicinanze della zona di innesco, ma per gli eventi più antichi per cui erano in funzione solo pochi pluviometri è stato necessario riferirsi ad una delle stazioni poste più in vicinanza rispetto all'evento.

I dati raccolti dalle fonti bibliografiche descritte sopra, scremati sulla base della reperibilità dei dati pluviometrici ad essi associati, hanno consentito la realizzazione di un unico *database* per l'intero areale peri-vesuviano (All. 1), con un totale di 205 eventi di frane tipo *debris-slide debris-flow* per il periodo 1921 – 1998, di cui 46 per i Monti di Sarno e 159 per i Monti Lattari.

Un'ulteriore acquisizione effettuata è consistita delle sequenze pluviometriche storiche registrate per alcune stazioni significative ricadenti nell'areale peri-vesuviano: Castellammare (operativa dal 1929), Nocera Inferiore (operativa dal 1918), Gragnano (operativa dal 1921), Salerno (operativa dal 1919) e Cava dei Tirreni (operativa dal 1955). L'insieme dei dati pluviometrici associati e non

ai fenomeni franosi, è di fondamentale importanza per le successive analisi statistiche volte a valutare la frequenza e la probabilità di innesco di fenomeni franosi.

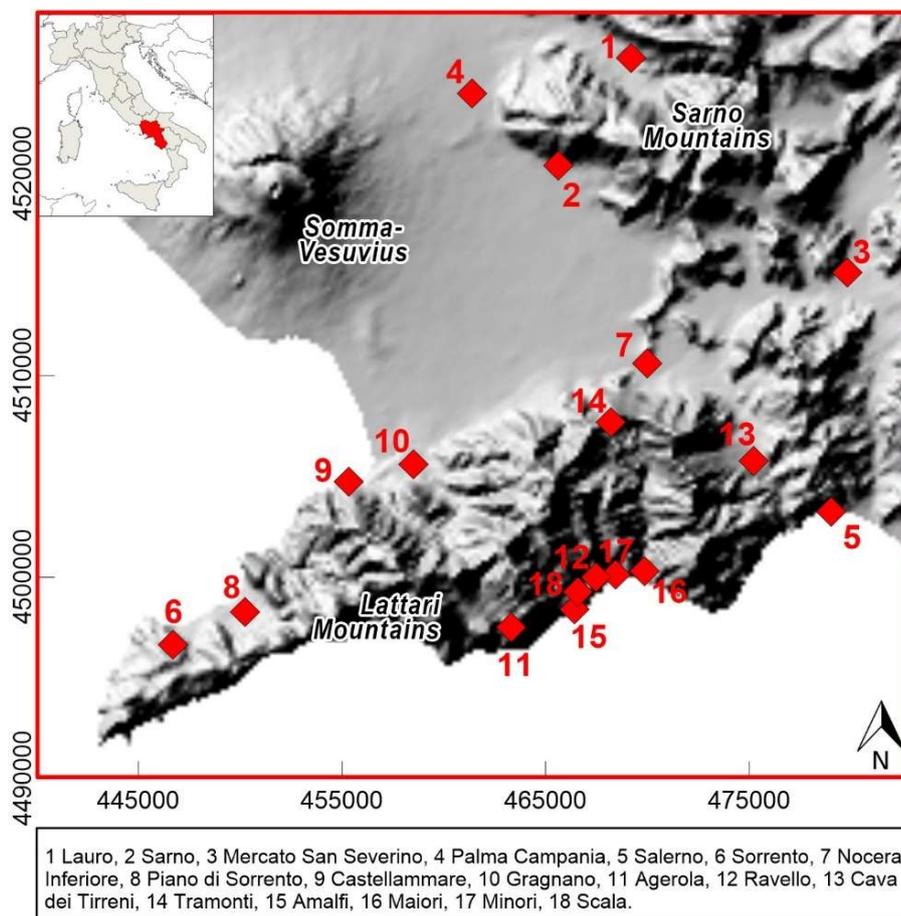


Figura 5.1: Ubicazione dei pluviometri considerati per le registrazioni degli eventi pluviometrici responsabili dell'innesco dei fenomeni franosi di tipo debris-slide debris-flow nell'areale studiato.

5.1.2. Analisi empirica delle precipitazioni per la stima delle soglie pluviometriche di tipo I-D

I dati delle precipitazioni innescanti eventi franosi che compongono il *database* sono stati utilizzati per l'applicazione dei modelli empirici volti alla stima di soglie pluviometriche di tipo intensità-durata (I-D) (Caine, 1980) e pioggia nel giorno dell'evento-pioggia antecedente cumulata (P-Pa) (Crozier & Eyles, 1980).

Per la stima delle soglie pluviometriche I-D sono state considerate le piogge giornaliere, registrate dalle 9:00 alle 9:00 del mattino di ogni giorno, in quanto, per la maggior parte delle volte, non sono risultati disponibili i dati orari. Inoltre, dato che in alcuni casi la pioggia nel giorno dell'evento è risultata pari a zero, è stato necessario prendere in considerazione anche la pioggia registrata nel giorno successivo. Qualora sia capitato che il valore di pioggia fosse nullo, sia nel giorno dell'occorrenza dell'evento franoso sia nel giorno successivo all'evento, si è resa necessaria l'esclusione del fenomeno dal *database*. Anche i valori di intensità e durata delle serie pluviometriche storiche (non associate quindi ad eventi franosi) sono state presi in considerazione in questa prima elaborazione, considerando interrotta la serie in corrispondenza del primo giorno non piovoso.

Dopo una prima correlazione tra i valori di intensità e quelli di durata delle piogge associate e non agli eventi franosi, si è reso necessario un ulteriore filtraggio degli eventi considerati. In particolare, è stato deciso di escludere dalle elaborazioni i dati pluviometrici non significativi ai fini dell'innescamento per la scarsa rappresentatività della registrazione pluviometrica rispetto all'evento di frana sulla base del valore del proprio periodo di ritorno (T). La metodologia adottata per il calcolo di T sarà descritta nel paragrafo successivo (Par. 5.1.3.).

5.1.3. Analisi probabilistica degli eventi pluviometrici innescanti: il progetto VAPI (Rossi e Villani, 1994)

L'analisi probabilistica degli eventi pluviometrici innescanti è stata effettuata facendo riferimento al modello probabilistico proposto nel progetto VAPI (Valutazione delle Piene in Italia) (Rossi e Villani, 1994), realizzato dal Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) che è stato rivolto alla valutazione delle precipitazioni di forte intensità e breve durata (massimi annuali) e massime portate al colmo di piena per assegnati valori del periodo di ritorno (Q_T).

La procedura VAPI utilizza un modello di regionalizzazione (approccio di tipo gerarchico) per la stima dei diversi parametri della distribuzione della massima portata al colmo di piena (Q). Il modello di regionalizzazione si basa sull'uso della distribuzione dei valori estremi a doppia componente (TCEV) (Rossi et al., 1984), che permette una migliore interpretazione probabilistica della distribuzione di Q caratterizzata dalla presenza di *outliers*.

L'approccio gerarchico si basa sulla considerazione che esistono zone geografiche via via più ampie che possono considerarsi omogenee nei confronti dei parametri statistici della distribuzione. In particolare, per il primo livello di regionalizzazione si ipotizza che la forma della distribuzione di probabilità cumulata (DPC) [Eq. 5.1] dipenda essenzialmente da fattori climatici, che a loro volta, si ipotizzano come costanti in ampie aree geografiche (zone omogenee), dal punto di vista statistico.

$$F_X(x) = \exp \left\{ -\Lambda_1 e^{(-x/\theta_1)} - \Lambda_2 e^{(-x/\theta_2)} \right\} \quad x \geq 0 \quad [5.1]$$

in cui X rappresenta la variabile indagata (come la massima portata al colmo di piena, Q), x il valore assunto dalla variabile, Λ_1 , Λ_2 , θ_1 e θ_2 sono i quattro parametri della distribuzione.

Questa distribuzione, in cui si possono distinguere formalmente una componente base (pedice 1), relativa agli eventi normali e più frequenti (eventi ordinari), e una componente straordinaria (pedice 2), relativa a eventi più gravosi e rari, permette di interpretare fisicamente il processo dei massimi annuali tramite due popolazioni distinte. I quattro parametri del modello TCEV espresso nella [Eq. 5.1] hanno un chiaro significato fisico. Infatti, Λ_1 e Λ_2 esprimono il numero medio annuo di eventi superiori ad una soglia delle due componenti, e θ_1 e θ_2 esprimono il valore medio di tali eventi. Facendo riferimento alla variabile standardizzata Y , definita come [Eq. 5.2]:

$$Y = \frac{Q}{\theta_1} - \text{Ln}\Lambda_1 \quad [5.2]$$

che dipende solo dai parametri di forma standardizzati: $\theta_* = \theta_2/\theta_1$ e $\Lambda_* = \Lambda_2/\Lambda_1^{1/\theta_*}$, si ha che la [Eq. 5.1] diventa [Eq.5.3]:

$$F_Y(y) = \exp \left(-e^{-y} - \Lambda_* e^{-y/\theta_*} \right) \quad x \geq 0 \quad [5.3]$$

a l'ipotesi di omogeneità regionale a questo primo livello di analisi viene espressa attraverso le relazioni dei parametri di forma: $\theta_* = \text{costante}$ e $\Lambda_* = \text{costante}$, per cui Y è identicamente distribuita sull'intera regione.

Per il secondo livello di regionalizzazione si assume che non solo i parametri di forma θ^* e Λ^* , ma anche quello di scala Λ_1 sia costante in aree geografiche omogenee più piccole e contenute all'interno delle zone omogenee identificate al primo livello di regionalizzazione.

Al terzo livello, oltre ai tre parametri θ^* , Λ^* , Λ_1 , di cui si può assumere un valore regionale, si persegue in modo regionale anche la stima del quarto parametro della distribuzione: il parametro centrale della DPC (moda, media, mediana o altri ad essi legati). In particolare, si fa riferimento al valore medio dei massimi annuali delle piogge giornaliere $\mu(h_g)$ considerato costante all'interno di aree, o sottozone, pluviometricamente omogenee, oppure variabile in relazione alla quota (Z) secondo la relazione [Eq. 5.4]:

$$\text{Log } \mu(h_g) = A + BZ \quad [5.4]$$

in cui la stima dei parametri A e B avviene secondo un'analisi di regressione lineare.

Considerando quindi i più elevati coefficienti di correlazione lineare (R^2) tra $\mu(h_g)$ e Z sono state identificate, per la Campania, sei aree pluviometricamente omogenee (Fig. 5.2). L'areale studiato, comprendente i Monti di Sarno e Lattari, ricade per gran parte all'interno dell'area A_2 .

In considerazione del fatto che, l'intensità media dei massimi annuali di pioggia a fissata probabilità per d ore consecutive, diminuisce all'aumentare di d stessa, è possibile scrivere [Eq. 5.5]:

$$\mu(h_d) = \mu(h_1) d^n \quad (0 < n < 1) \quad [5.5].$$

Questa formula però contiene un'inconsistenza fisica dovuta al fatto che per d che tende a zero l'intensità di pioggia tende a infinito. Per eliminare questa inconsistenza fisica e relazionare le intensità di pioggia con la quota, viene assunta la forma iperbolica della [Eq. 5.5] uguale a [Eq. 5.6]:

$$\mu(h_d) = \mu(I_0)d/(1 + d/d_c)^{(C+DZ)} \quad (0 < n < 1) \quad [5.6].$$

I parametri della [Eq. 5.6] possono essere stimati a scala regionale considerando il seguente modello della regressione lineare multipla [Eq. 5.7]:

$$Y = A_0 + A_1X_1 + A_2X_2$$

[5.7]

in cui:

$$\begin{aligned}
 Y &= \text{Log} [\mu(h_d)/d] & A_0 &= \text{Log} \mu(I_0) \\
 X_1 &= \text{Log} [1 + d/d_c] & A_1 &= -C \\
 X_2 &= \text{ZLog} [1 + d/d_c] & A_2 &= -D
 \end{aligned}$$

Per ogni fissato valore di durata critica (d_c) si stimano i parametri della [Eq. 5.7] grazie alla regressione lineare multipla. I risultati di questa analisi per le sei aree pluviometriche omogenee della Campania sono riportati nella (Tab. 5.1).

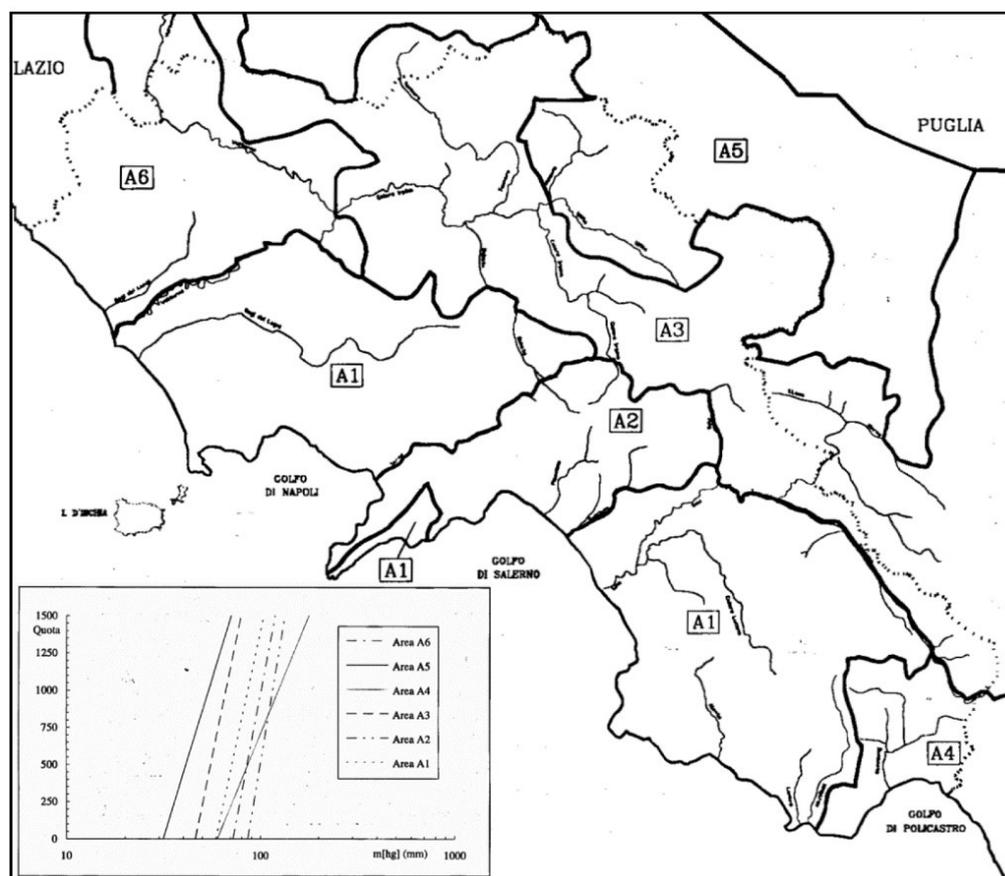


Figura 5.2: Mappa delle sei sottozone pluviometriche omogenee per i massimi annuali delle piogge giornaliere e relazioni lineari con la quota (dal VAPI Campania, Rossi & Villani, 1994).

Area Omogenea	N. stazioni	$\mu(I_0)$ (mm/h)	d_c (ore)	C	$D \times 10^5$	R^2
1	14	77.08	0.3661	0.7995	3.6077	0.9994
2	12	83.75	0.3312	0.7031	7.7381	0.9991
3	5	116.7	0.0976	0.7360	8.7300	0.9980
4	3	78.61	0.3846	0.8100	24.874	0.9930
5	6	231.8	0.0508	0.8351	10.800	0.9993
6	4	87.87	0.2205	0.7265	8.8476	0.9969

Tabella 5.1: Parametri statistici delle leggi di probabilità pluviometriche regionali per ogni area pluviometrica omogenea.

È infine possibile la stima delle curve di probabilità pluviometrica (H_T) grazie al prodotto della [Eq. 5.6] e del coefficiente di crescita K_T , che tiene conto dell'aumento dell'intensità del fenomeno pluviometrico al diminuire della probabilità che esso possa verificarsi o, viceversa, all'aumentare del periodo di ritorno [Eq. 5.8]:

$$H_T = \frac{\mu(I_0)d}{\left(1 + \frac{d}{d_c}\right)^{(C+DZ)}} \times K_T \quad [5.8]$$

per cui K_T è pari a [Eq. 5.9]:

$$K_T = \left[1 - K' \log_{10} \ln\left(\frac{T}{T-1}\right)\right] \quad [5.9]$$

con K' (parametro della distribuzione di Gumbell) = 0,838.

Dalla [Eq. 5.9] è possibile ricavare mediante procedimento inverso il valore del periodo di ritorno (T) di un dato evento critico attraverso la [Eq. 5.10]:

$$T = \left[\left(e^{10 \frac{1-K_T}{K_T}} \right) - 1 \right]^{-1}$$

[5.10].

La probabilità di occorrenza dell'evento pluviometrico può a questo punto essere derivato come inverso del periodo di ritorno ($1/T$).

5.1.4. Analisi empirica delle precipitazioni per la stima delle soglie pluviometriche di tipo P-Pa

In considerazione del ruolo di cruciale importanza riconducibile alle condizioni idrologiche dei depositi piroclastici per il periodo antecedente al fenomeno franoso (Cascini & Versace, 1986; Wieczorek & Glade, 2005; Mirus et al., 2018) è stato scelto di analizzare le relazioni esistenti tra la pioggia nelle 24 ore del giorno dell'evento (P) e la somma delle piogge antecedenti per intervalli di diversa durata (ΣP_i), attraverso l'applicazione del modello empirico di Crozier & Eyles (1980).

Al fine di riuscire a sottolineare al meglio le relazioni tra le piogge nel giorno dell'evento, ritenute determinanti per l'innescò dei fenomeni, e le piogge antecedenti, ritenute invece predisponenti in termini di soddisfacimento delle acque di ritenzione e incremento delle pressioni neutre nella zona satura (De Vita, 2000), le analisi sono state condotte mediante correlazioni grafiche con periodi antecedenti crescenti, non comprendenti le piogge nel giorno dell'evento. Di fatto anziché prendere in considerazione la correlazione tra P vs ΣP_i , è stata presa in considerazione la relazione tra P vs ΣP_{i-P} . Nello specifico, sono stati ritenuti significativi ai fini del modello i periodi antecedenti pari a 4 (ΣP_{5-P}), 9 (ΣP_{10-P}), 29 (ΣP_{30-P}) e 59 (ΣP_{60-P}) giorni.

Le piogge antecedenti sono state calcolate considerando semplicemente la somma delle altezze di pioggia disponibili per l'intervallo considerato.

5.1.5. Metodo per il calcolo della probabilità di occorrenza frana

La probabilità di accadimento del fenomeno franoso in relazione agli eventi pluviometrici innescanti è stata valutata attraverso un approccio statistico al fine di inglobare nel risultato l'incertezza del dato pluviometrico di partenza. Questo approccio permette, diversamente dalle soglie pluviometriche di definire un intervallo entro cui esiste un certo valore di probabilità di

occorrenza del fenomeno franoso. In particolare, i dati pluviometrici sono stati trattati attraverso il modello di regressione logistica bivariata. Si tratta di un caso particolare di analisi di regressione dove la variabile dipendente (Y) è dicotomica, invece che quantitativa, e può assumere solo valori compresi tra 1 (occorrenza) e 0 (non occorrenza) (Fig. 5.3).

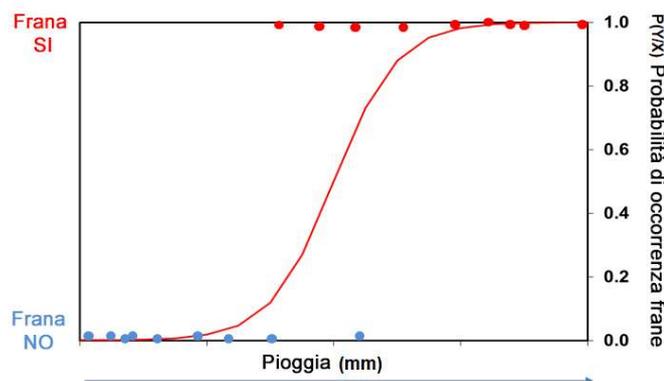


Figura 5.3: Distribuzione binomiale della probabilità di occorrenza dei fenomeni franosi secondo il modello della regressione logistica bivariata.

Nel modello di regressione lineare la stima di Y si ottiene come nella [Eq. 5.7], tuttavia quando la variabile dipendente è dicotomica, è sbagliato assumere come modello una relazione lineare fra la Y (evento franoso) e la X (caratteristiche di pioggia), per cui si ricorre ad una funzione logistica. La probabilità di occorrenza di Y rispetto ad X diventa quindi [Eq. 5.11]:

$$P(Y|X) = \frac{e^{A_0+AX}}{1 + e^{A_0+AX}} \quad [5.11]$$

che può essere invertita nella funzione Logit, che consente di esprimere la relazione tra Y e X in termini lineari, definita come [Eq.5.12]:

$$\text{Logit}(P) = \ln\left(\frac{P}{1-P}\right) \quad [5.12]$$

in cui \ln è il logaritmo naturale e $(P/1-P)$ è detto *odds*.

In considerazione del fatto che, secondo il modello idrologico di Caine (1980), l'occorrenza del fenomeno franoso dipende dalla combinazione di particolari valori di intensità e durata, mentre per quello di Crozier & Eyles (1980) della combinazione di pioggia nel giorno dell'evento e piogge antecedenti, la probabilità che Y accada risulta funzione di due variabili, X_1 e X_2 . Facendo quindi riferimento alla regressione logistica multipla abbiamo che [Eq. 5.13]:

$$P(Y|X_1, X_2) = \frac{e^{A_0+A_1X_1}}{1 + e^{A_0+A_1X_1}} + \frac{e^{A_0+A_2X_2}}{1 + e^{A_0+A_2X_2}} \quad [5.13].$$

Infine, è stato ritenuto opportuno tenere conto anche del periodo di ritorno degli eventi pluviometrici in determinati intervalli di riferimento, valutando quindi una probabilità totale (P_{TOT}) di accadimento dei fenomeni franosi (Lee e Jones, 2004), definita come il prodotto della probabilità di accadimento di un fenomeno franoso ($P_{landslide}$) in relazione ad un determinato evento pluviometrico di assegnato periodo di ritorno (T), per la probabilità di accadimento dell'evento pluviometrico in t anni ($P_{rainfall}$) [Eq. 5.14]:

$$P_{TOT}[P_{landslide}/P_{rainfall}] = P_{landslide} \times \left(1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^t\right) \quad [5.14].$$

Gli intervalli di riferimento considerati in questa tesi sono stati tre: 10, 50 e 100 anni.

Nel caso del modello I-D, la P_{TOT} è stata valutata considerando come T il periodo di ritorno associato alle sequenze pluviometriche, calcolato facendo riferimento alle formule previste dal VAPI. Per il modello P-P_a, il periodo di ritorno associato alle piogge cumulate nei 5, 10, 30 e 60 giorni è stato calcolato attraverso un modello di tipo Log-normale. Esso si basa su due parametri: la media μ e la deviazione standard σ della distribuzione della popolazione di dati, in forma logaritmica. Secondo il modello Log-normale, considerando una variabile casuale Y avente distribuzione normale con media μ e varianza σ^2 , la sua funzione di densità di probabilità è data da [Eq. 5.15]:

$$g(Y) = N(Y; \mu; \sigma) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2\sigma^2}(Y-\mu)^2} \quad [5.15].$$

Per cui, data una nuova variabile casuale X definibile attraverso la relazione [Eq. 5.16]:

$$X = e^Y \leftrightarrow Y = \ln X \quad [5.16].$$

La sua funzione di densità di probabilità $f(X)$ sarà data da [Eq. 5.17]:

$$F(X) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \frac{1}{X} e^{-\frac{1}{2\sigma^2}(Y-\mu)^2} \quad [5.17].$$

In questo caso sono state calcolate media μ e deviazione standard σ delle trasformate logaritmiche relative alle piogge cumulate nei periodi antecedenti considerati, per tutte le serie storiche registrate in prossimità dei cinque pluviometri maggiormente rappresentativi indicati in precedenza, definendo così il periodo di ritorno degli eventi pluviometrici da utilizzare nella [Eq. 5.14].

5.2. Modellazione fisicamente basata per la stima di soglie pluviometriche deterministiche e definizione della probabilità composta da frana

Le fasi di lavoro che compongono questa seconda sezione della tesi sono articolate come segue:

- modellazione spaziale dell'assetto morfostratigrafico delle coperture piroclastiche per l'areale dei Monti di Sarno e Lattari;
- bilancio idrologico della coltre piroclastica;
- modellazione numerica idrologica mediante il codice di calcolo alle differenze finite VS2DTI (Hsieh et al., 2000), sviluppate in due serie:
 - dati di *input* derivanti dall'analisi di bilancio idrico;
 - dati di *input* (precipitazioni) ad intensità costante;
- analisi di stabilità condotta mediante l'applicazione del metodo del pendio indefinito per la definizione di soglie idrologiche di tipo I-D;
- stima della probabilità di occorrenza delle condizioni idrologiche antecedenti della copertura piroclastica critiche all'innescio;
- stima della probabilità di occorrenza e tempi di ritorno dell'evento pluviometrico di soglia (critico);
- stima della probabilità composta all'innescio derivante dal prodotto della probabilità di occorrenza delle condizioni idrologiche antecedenti critiche e dell'evento pluviometrico di soglia.

5.2.1. Modelli stratigrafici generalizzati

I modelli empirici di distribuzione spaziale delle coperture piroclastiche (De Vita & Nappi 2013; Fusco et al., 2017; Del Soldato et al., 2018) hanno permesso la discretizzazione di diversi pendii generalizzati, rappresentativi delle condizioni di sito tipiche dei Monti di Sarno e dei Monti Lattari (Tufano et al., 2016).

Per la definizione dei diversi modelli, è stata effettuata inizialmente un'analisi di variabilità spaziale delle coperture, in funzione dell'acclività. In particolare, sono state analizzate diverse serie di dati comprendenti dettagliate informazioni in merito a spessori totali (S_{TOT}), spessori dei singoli orizzonti (S), numero di ciascun orizzonte che costituisce la copertura e angoli di pendio (α) associati ad ognuna delle situazioni morfostratigrafiche descritte (De Vita et al., 2006a, b) (Fig. 5.5). Come già ampiamente dimostrato in letteratura (De Vita et al., 2006a, b; 2013) lo spessore dei depositi piroclastici ha una tendenza generalmente negativa in relazione all'aumento dell'angolo di pendio, fino ad un massimo di 50° , valore oltre il quale la coltre diventa discontinua e si ha l'affioramento del substrato carbonatico. Inoltre, all'aumentare dell'angolo di pendio, il numero di orizzonti pomicei (C, Cb) diminuisce. Infatti, da prima analisi effettuata sui dati stratigrafici disponibili risulta chiara la correlazione tra angolo di pendio e numero di orizzonti pomicei nella successione stratigrafica. Ciò è più evidente per i Monti di Sarno in cui, per valori molto bassi dell'angolo di pendio (fino a 30°) sono presenti fino a 3 livelli di lapilli pomicei, mentre per inclinazioni del pendio intorno a 40° in media si rinviene un solo livello di lapilli pomicei, il quale tende poi a scomparire per acclività superiori, sino a 50° . Per i Monti Lattari invece non esiste una vera e propria relazione angolo di pendio – numero di orizzonti pomicei, ma è possibile affermare che si ha una diminuzione nello spessore generale del livello pomiceo all'aumentare dell'inclinazione del pendio, fino ad arrivare alla sua totale scomparsa per acclività superiori ai 50° (Fig. 5.4).

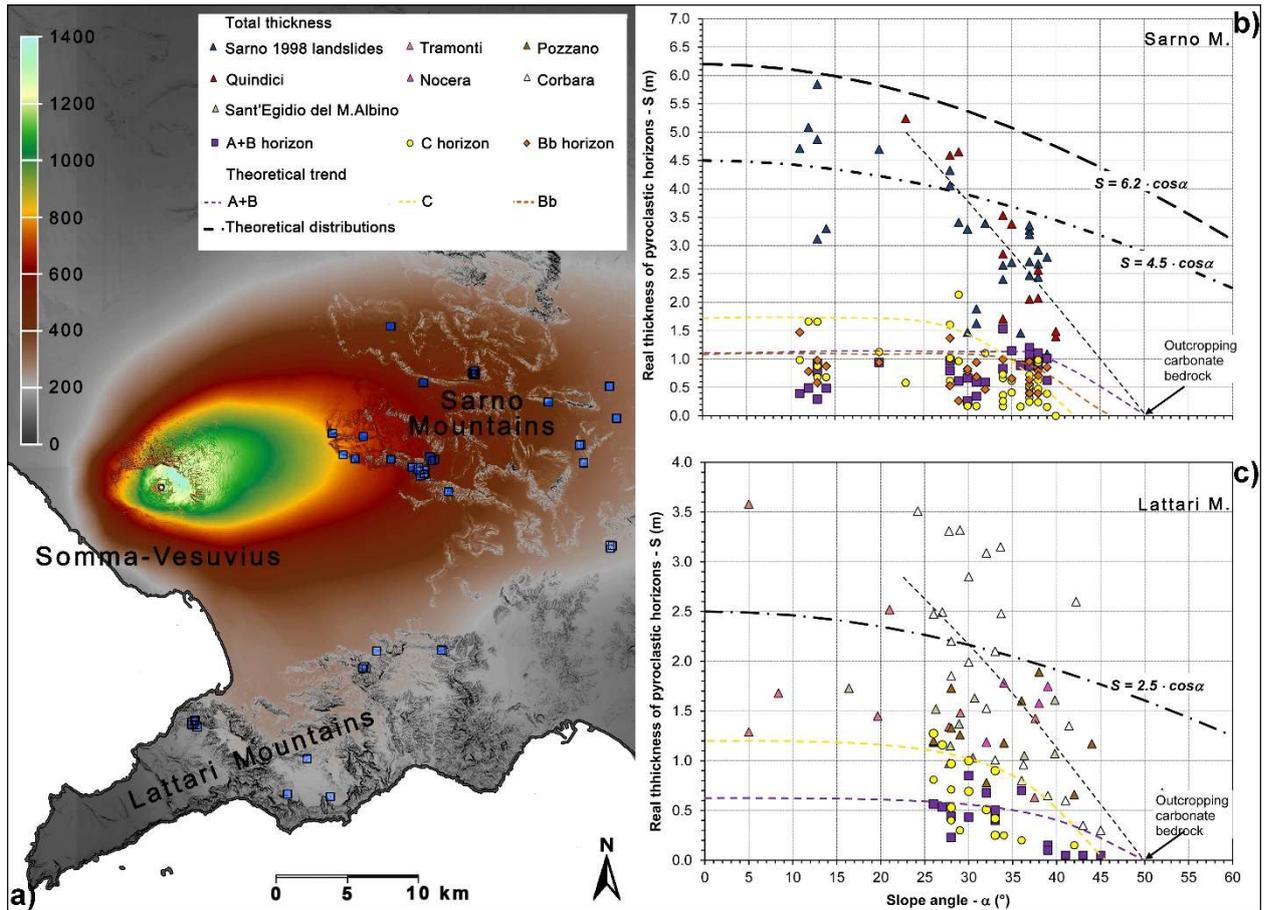


Figura 5.4: a) modello stratigrafico empirico (Fusco et al., 2017; b) andamento spessori totali della copertura piroclastica e dei vari orizzonti che ne fanno parte in relazione all'angolo di pendio per i Monti di Sarno (la linea tratteggiata violetto indica l'andamento ipotizzato per gli orizzonti A+B, quella gialla per l'orizzonte C e quella arancione per l'orizzonte Bb) (De Vita et al., 2017; 2018); c) andamento spessori totali della copertura piroclastica e dei vari orizzonti che ne fanno parte in relazione all'angolo di pendio per i Monti Lattari (la linea tratteggiata violetto indica l'andamento ipotizzato per gli orizzonti A+B e quella gialla per l'orizzonte C) (De Vita et al., 2018).

Utilizzando le relazioni empiriche sviluppate in letteratura (De Vita et al., 2006a e b; De Vita & Nappi, 2013; Fusco et al., 2017) sia per i Monti di Sarno (S) [Eq. 5.18] che per i Monti Lattari (L) [Eq. 5.19] è stato ricavato lo spessore totale della copertura e lo spessore di ciascun orizzonte che costituisce la copertura di origine piroclastica, per 3 diverse inclinazioni del versante 35° (1), 40° (2) e 45°(3) (Tufano et al., 2016; De Vita et al., 2017; 2018) considerate come situazioni stratigrafiche rappresentative all'innesco di *debris-slide debris-flow* (Fig. 5.5):

$$S = 6,2 \times \cos \alpha; S = 4,5 \times \cos \alpha \quad [5.18]$$

$$S = 2,5 \times \cos \alpha \quad [5.19]$$

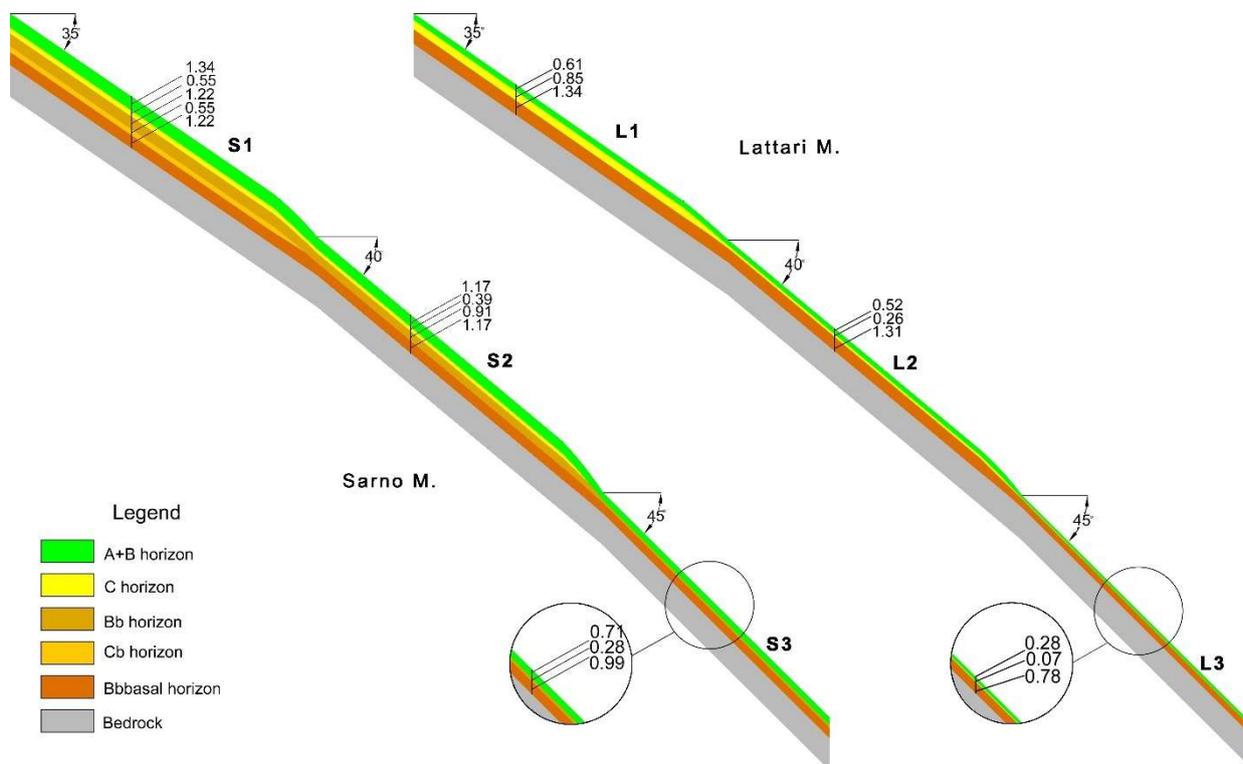


Figura 5.5: Modelli morfostratigrafici generalizzati per i Monti di Sarno (S) (sinistra) e Monti Lattari (L) (destra), per acclività progressive di 35° (1), 40° (2) e 45°(3) (Tufano et al., 2016). Gli spessori sono in metri.

Lo spessore del suolo attuale (A) è stato accorpato a quello del primo paleosuolo (B) in ragione del suo carattere esiguo e discontinuo. Mentre, viste le difficoltà nel discretizzare lo spessore del paleosuolo basale Bbb, a causa del fatto che esso dipende fortemente dalla conformazione del substrato carbonatico, il suo spessore è stato ricavato per differenza rispetto allo spessore totale della copertura piroclastica (Tab. 5.2).

Monti di Sarno						
Angolo di pendio	A+B	C	Bb	Cb	Bbbasal	Spessore tot
35°	1.34	0.55	1.22	0.55	1.22	4.88
40°	1.17	0.39	0.91	0.00	1.17	3.66
45°	0.71	0.00	0.28	0.00	0.99	1.98
Monti Lattari						
Angolo di pendio	A+B	C			Bbbasal	Spessore tot

35°	0.61	0.85	1.34	2.81
40°	0.52	0.26	1.31	2.09
45°	0.28	0.07	0.78	1.13

Tabella 5.2: Spessori totali derivanti da modelli empirici (De Vita et al., 2006a e b; De Vita & Nappi, 2013; Fusco et al., 2017) e spessori degli orizzonti che costituiscono i modelli generalizzati per angoli di pendio di 35°, 40° e 45°. Gli spessori sono in metri.

I modelli morfostratigrafici generalizzati sono stati integrati con la caratterizzazione dei parametri di conducibilità idraulica satura e le curve di ritenzione idrica SWRC per ciascun orizzonte, già noti per i Monti di Sarno da studi precedenti (De Vita et al., 2013) mediante prove di laboratorio e di campo ed utilizzati, in questo lavoro anche per i modelli identificativi dei Monti Lattari a causa delle similitudini dei terreni coinvolti.

5.2.2. Bilancio idrologico

Il bilancio idrologico della copertura piroclastica è stato considerato in questa fase un utile strumento per la stima dei quantitativi idrici di infiltrazione responsabili, sul lungo periodo, della variazione di pressione di poro e del contenuto di acqua totale che influenza di conseguenza la stabilità dei versanti.

Per questa analisi sono state utilizzate serie storiche giornaliere di precipitazione e temperatura, fornite dal Centro Meteorologico e Climatologico - Agenzia Regionale Protezione Ambientale Campania, registrate dalla stazione termo-pluviometrica di Torriello (per i Monti di Sarno) a partire dal mese di Maggio 1998 al mese di Dicembre 2016 (circa 18 anni) e dalla stazione termo-pluviometrica di San Mauro (per i Monti Lattari) per il periodo Dicembre 2006 – Dicembre 2016 (20 anni). Le stazioni di Torriello e San Mauro (Fig. 5.6) sono state selezionate per la loro ubicazione rappresentativa dell'areale studiato e per la continuità temporale delle registrazioni da loro effettuate. Per una migliore comprensione dei meccanismi di ricarica, nonché degli afflussi e deflussi della copertura piroclastica si è scelto di non trattare i dati termo-pluviometrici con cadenza giornaliera, ma di aggregarli ed ottenere i valori totali, nel caso delle precipitazioni, e medi, in quello delle temperature, mensili.

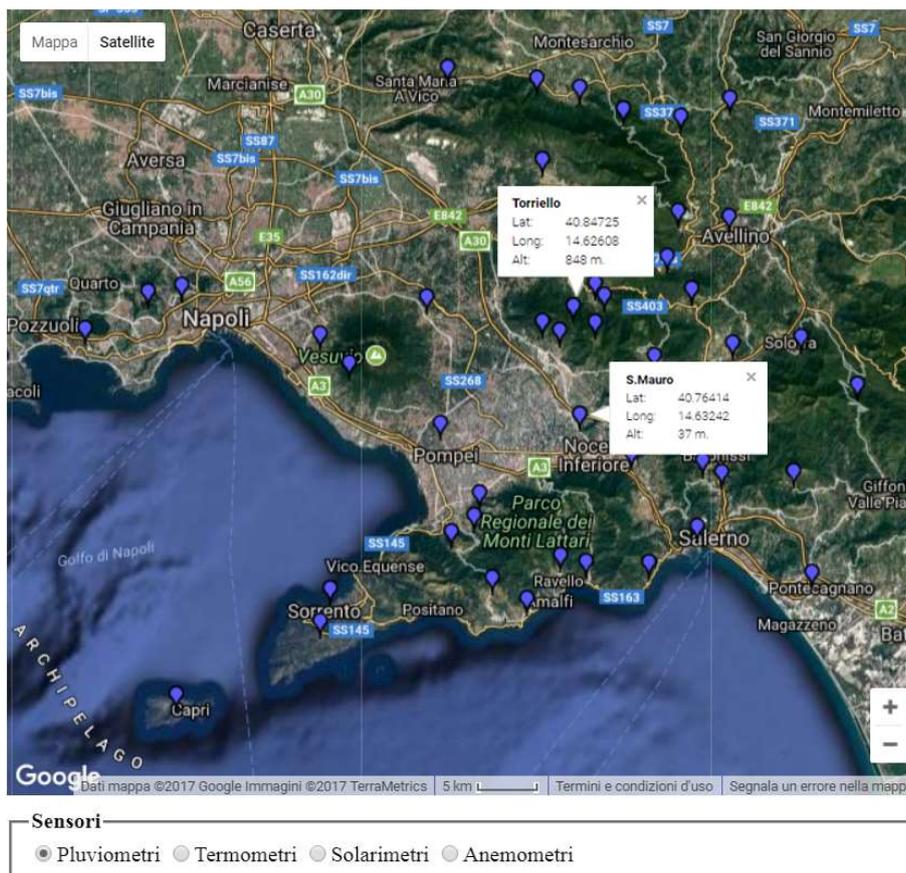


Figura 5.6: Area di studio comprendente i Monti di Sarno e Lattari ed ubicazione delle stazioni termo-pluviometriche di Torriello e San Mauro, da cui derivano i dati utilizzati per il calcolo del bilancio idrico della copertura di origine piroclastica (immagine proveniente da <http://cemec.arpacampania.it>).

Il potenziale evapotraspirativo è stato così determinato mediante la formula di Thornthwaite (1948) [Eq. 5.20] su scala mensile:

$$(ET_p)_i = K \left[1.6 \times \left(\frac{10 \times T_i}{I} \right)^a \right] \quad [5.20]$$

dove I è l'indice annuo di calore, costante per un dato luogo e pari alla temperatura media (T_i) dei 12 mesi annui [Eq. 5.21]

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \quad [5.21]$$

dove:

$(ET_p)_i$ = evapotraspirazione potenziale media mensile (cm);

K = coefficiente di correzione di latitudine riferito al mese i -mo, pari al rapporto tra le ore diurne e la metà delle ore giornaliere (12);

T_i = temperatura media dell'aria, riferita al mese i -mo ($^{\circ}\text{C}$);

$$a = (6.75 \times 10^{-7} \times I^3) - (7.71 \times 10^{-5} \times I^2) - (1.79 \times 10^{-2} \times I) + 0.49.$$

Il potenziale di evapotraspirazione così calcolato mediante la formula di Thornthwaite (1948) è stato confrontato con dati bibliografici (Napolitano et al., 2016; Fusco et al., 2017) basati su osservazioni sperimentali. Tali studi dimostrano che le maggiori perdite idriche dovute al fenomeno di evapotraspirazione hanno luogo tra la tarda primavera e la fine dell'estate a causa dell'intensa attività della foresta decidua (*Castanea sativa*), mentre nel resto dell'anno le perdite evapotraspirative sono dovute solo all'attività vegetativa del sottobosco, che è piuttosto bassa. Per questo motivo la distribuzione temporale del tasso di evapotraspirazione è considerata coincidente rispetto a quella dell'indice di densità fogliare (*Leaf Area Index* - LAI) (Maass et al., 1995; Rautiainen et al., 2012), il cui andamento, assimilabile ad una distribuzione gaussiana, presenta una crescita in primavera, il raggiungimento del picco in estate ed una decrescita in autunno. I risultati ottenuti mediante la formula di Thornthwaite (1948) sono comparabili con quelli di letteratura per cui viene stimata una perdita totale per evapotraspirazione pari a circa 633 mm/anno. Il potenziale di evapotraspirazione così calcolato anno per anno è stato ridistribuito considerando un valore di picco corrispondente a circa il 20% del totale per ognuno dei mesi di massima attività vegetativa (da giugno a settembre) e un valore minimo costante pari a circa l'1,5% per tutto il periodo caratterizzato da un bassa attività della foresta decidua (da ottobre a marzo) in accordo a dati bibliografici (Napolitano et al., 2016; Fusco et al., 2017) (Fig 5.7).

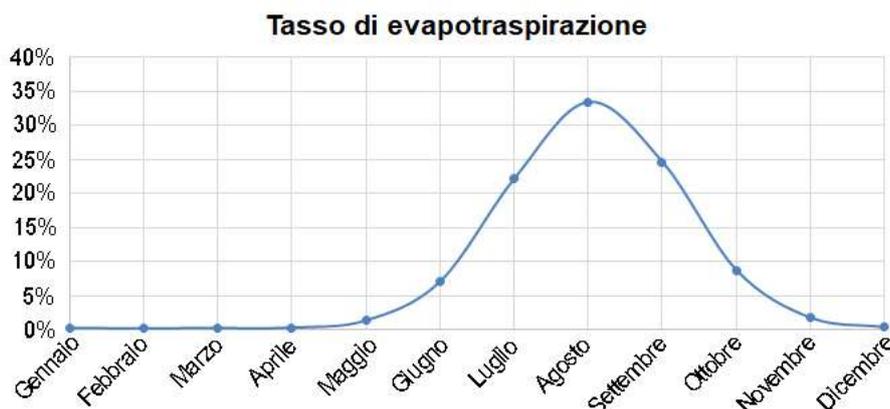


Figura 5.7: Distribuzione di tipo gaussiana del tasso mensile di evapotraspirazione potenziale stimato grazie alla formula di Thornthwaite (1948) e ridistribuito in percentuali secondo l'andamento noto in letteratura (Napolitano et al., 2016; Fusco et al., 2017).

L'evapotraspirazione reale (E_r), diversamente da quella potenziale, rappresenta la quantità di acqua che viene effettivamente coinvolta nel processo di evapotraspirazione per azione della vegetazione, in funzione della reale disponibilità idrica del terreno, anche detta riserva idrica invasata (A_i). Per poter quindi stimare E_r è stato necessario calcolare il quantitativo idrico effettivamente utilizzabile dalle piante o capacità idrica utilizzabile (u) come differenza tra i quantitativi idrici (θ) della capacità idrica di campo (FC) e del punto di appassimento permanente (PWP), questi ultimi già definiti nel Par. 4.2.3. [Eq. 5.22]:

$$(u) = (\theta_{FC} - \theta_{PWP}) \quad [5.22].$$

Inoltre, in considerazione dei modelli morfostratigrafici concettuali descritti nel paragrafo precedente, è stato possibile calcolare (u) rispetto ai singoli spessori degli orizzonti costituenti la coltre (S_H), come [Eq. 5.23]:

$$(u_a) = (u \times S_H) \quad [5.23].$$

Pertanto la capacità idrica utilizzabile dell'intera copertura piroclastica sarà data dalla sommatoria delle capacità idriche dei singoli orizzonti.

È importante specificare che in periodi molto piovosi, la disponibilità idrica all'interno del suolo risulta molto elevata e pertanto l'evapotraspirazione si mantiene su valori massimi, per cui (E_r) sarà pari a (ET_p). Al contrario, nella stagione secca, quando le precipitazioni (P) non sono

sufficienti a garantire la massima (FC), le riserve idriche invasate (A_i) non possono soddisfare totalmente il fabbisogno della vegetazione. In questo caso (E_r) sarà inferiore a (ET_p).

Da ciò ne deriva che (E_r) sarà pari a (ET_p) solo se le riserve invasate (A_i), riferite alla fine del mese precedente a quello di riferimento (A_{i-1}), sono sufficienti a coprire un eventuale deficit idrico generato da quantitativi di precipitazione (P) inferiori rispetto a quelli di evapotraspirazione potenziale (ET_p), ovvero per [Eq. 5.24]:

$$(P - ET_p) + A_{i-1} \geq 0 \quad [5.24].$$

In caso contrario si avrà [Eq. 5.25]:

$$(P - ET_p) + A_{i-1} < 0 \quad [5.25].$$

Dalla [Eq. 5.24] e dalla [Eq. 5.25] ne deriva [Eq. 5.26]:

$$(E_r) = P + A_{i-1} \quad [5.26]$$

nel caso in cui alla fine del mese precedente esiste ancora una certa riserva invasata. Se invece A_{i-1} è inferiore a zero, E_r coinciderà con i soli quantitativi di pioggia (P).

Le riserve idriche invasate (A_i), mese per mese, sono state ottenute mediante la somma dei quantitativi invasati alla fine del mese precedente (A_{i-1}) e le precipitazioni utili (P_e) [Eq. 5.27] relative al mese di riferimento [Eq. 5.28]:

$$(P_e) = P - ET_p \quad [5.27]$$

$$(A_i) = A_{i-1} + P_e \quad [5.28].$$

La variazione delle riserve mensili invasate nel terreno (ΔA_i) è stata calcolata come [Eq. 5.29]:

$$(\Delta A_i) = A_i - A_{i-1} \quad [5.29].$$

L'eccedenza idrica mensile (*water surplus*) risulta quindi pari alla differenza tra le precipitazioni utili e la variazione delle riserve invasate [Eq. 5.30]:

$$(W_{surplus}) = P_e - \Delta A_i \quad [5.30].$$

Mentre, nel caso in cui non c'è stata variazione delle riserve idriche invase e le precipitazioni utili non sono risultate inferiori a zero, si ha [Eq. 5.31]:

$$(W_{surpluss}) = P_e \quad [5.31].$$

Infine, se esiste un deficit idrico mensile, nel caso in cui (E_r) è inferiore a (ET_p), esso sarà pari a [Eq. 5.32]:

$$(D_{idrico}) = ET_p - E_r \quad [5.32].$$

5.2.3. Modellazione idrologica e analisi di stabilità

La modellazione idrologica e l'analisi di stabilità per i modelli morfostratigrafici generalizzati è stata effettuata utilizzando un modello idrologico fisicamente basato 2D. La risposta idrologica ai dati di *input* derivanti dal bilancio idrologico ha consentito l'identificazione delle condizioni idrologiche critiche all'innescio dei *debris-slide debris-flow*, mentre la modellazione condotta per diverse intensità costanti di pioggia ha permesso la stima di soglie pluviometriche di tipo di Intensità-Durata (Caine, 1980) con un approccio deterministico.

5.2.3.1. Descrizione generale del codice VS2DTI (Hsieh et al., 2000)

Il codice VS2DTI (U.S.G.S) (Hsieh et al., 2000) è un software utilizzato per la simulazione matematica del flusso dei fluidi e il trasporto di energia o dei soluti in un sistema poroso variabilmente saturo, considerando geometrie planari o cilindriche. Il software è correlato da un'interfaccia grafica che permette all'utente di disegnare il dominio simulato ed inserire o modificare i parametri del modello, e un post-processore per la visualizzazione dei risultati derivanti dal salvataggio di precedenti simulazioni.

VS2DTI utilizza il metodo alle differenze finite per risolvere l'equazione del flusso, in questo caso derivante da una combinazione della legge di conservazione della massa con la forma non lineare dell'equazione del flusso di Darcy, detta equazione di Richards (1931) [Eq. 5.33] (Lappala et al., 1987):

$$\int_f \frac{\partial (\rho s \Phi)}{\partial t} \partial v + \int_{\bar{s}} \rho \vec{u}_n d \bar{s} - \int_f \rho q \partial v = 0 \quad [5.33]$$

dove:

ρ = densità del liquido [ML^{-3}];

s = grado di saturazione [adimensionale];

Φ = porosità [adimensionale];

t = tempo [T];

\vec{u}_n = flusso di liquido per unità di area nella direzione n , normale a \bar{s} ovvero la superficie [LT^{-1}];

q = termine volumetrico che considera il liquido aggiunto (+ q) o rimosso (- q) dal volume v , per unità di volume e unità di tempo.

Il risultato dell'equazione del flusso è espresso in termini di potenziale idraulico totale, considerato come la variabile dipendente, consentendo in questo modo di gestire sia le condizioni sature che insature. Inoltre, questa equazione afferma che il tasso di variazione della massa in un volume v deve essere bilanciato dalla somma del flusso del liquido attraverso la superficie del volume e del liquido aggiunto (dalla sorgente - *source*) o rimosso (dal catino - *sink*) [Eq. 5.34]:

$$v \frac{\partial (\rho s \Phi)}{\partial t} + \int_{\bar{s}} \rho \vec{u}_n d \bar{s} - \rho q v \quad [5.34]$$

presumendo che il volume v sia abbastanza piccolo da poter considerare ρ , s e Φ costanti [Eq. 5.35] e [Eq. 5.36]:

$$\int_f \frac{\partial (\rho s \Phi)}{\partial t} \partial v = v \frac{\partial (\rho s \Phi)}{\partial t} \quad [5.35]$$

$$\int_f \rho q \partial v = \rho q v \quad [5.36],$$

mentre per quanto riguarda il flusso normale alla superficie \bar{s} che limita v , esso è descritto dalla legge di Darcy estesa a condizioni variabilmente sature [Eq. 5.37]:

$$\vec{u}_n = \frac{K K_r(h) \rho g}{\mu} \times \frac{D H}{\partial n} \quad [5.37]$$

dove:

K = permeabilità intrinseca del mezzo [L^2];

$K_r(H)$ = conducibilità idraulica relativa del liquido in funzione della pressione di poro [L^0];

H = pressione di poro [L];

g = accelerazione di gravità [LT^{-2}], [$ML^{-1}T^{-1}$];

μ = viscosità dinamica del liquido, espressa come altezza della colonna di liquido [L].

H è scelta come principale variabile indipendente, in modo tale da poter risolvere l'equazione sia in condizioni sature che insature. Questo comporta che gli iniziali valori di H debbano essere specificati ovunque all'interno del dominio. Tuttavia, l'equazione non lineare del flusso utilizzata da VS2DTI non ha una soluzione analitica generale e sono quindi necessarie approssimazioni numeriche delle derivate spaziali e temporali. Le derivate spaziali sono approssimate da uno schema a differenze finite regolare di tipo *block-centered*, la cui griglia può essere rettangolare o cilindrica e i cui nodi sono situati al centro di ciascun blocco o cella (Fig. 5.8).

Usando questo schema alle differenze finite, le conducibilità idrauliche sature (conduttanza) devono essere valutate ai bordi delle celle usando una media armonica (Appel, 1976), per sistemi saturi a più livelli, e una media geometrica (Haverkamp e Vauclin, 1979), per sistemi insaturi.

Per quanto riguarda l'approssimazione delle derivate temporali, VS2DTI richiede di specificare la durata del passo temporale e la massima variazione del successivo passo passaggio temporale. Inoltre, l'utente deve specificare la durata massima del passo temporale e il valore massimo della pressione di poro calcolata per ciascuna cella.

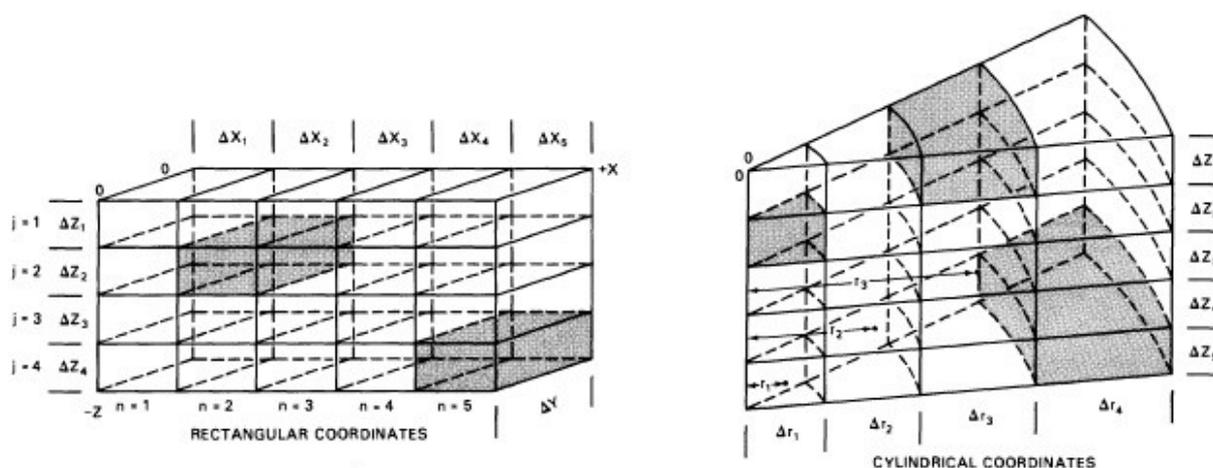


Figura 5.8: Schema rappresentativo a blocchi (Lappala et al., 1987) su cui si basa la modellazione condotta dal software VS2DTI.

Infine, le condizioni iniziali richieste per la soluzione dell'equazione del flusso possono essere inserite sottoforma di contenuto d'acqua volumetrico iniziale (θ) o pressione di poro iniziale (H). Sulla base dei dati di *input*, il programma calcola i valori di pressione di poro o contenuto d'acqua volumetrico, utilizzando un'appropriata funzione che lega questi due parametri (Brooks & Corey, 1964; Gardner, 1958; Haverkamp et al., 1977; van Genuchten, 1980). Varie condizioni al contorno specifiche per il flusso in condizioni insature contemplate dal modello sono:

- *flusso e potenziale specifici*, la condizione al contorno che riguarda il flusso specifico è anche chiamata condizione al contorno di Neumann, mentre quella che riguarda il potenziale specifico è chiamata condizione al contorno di Dirichlet. L'uso di una griglia a differenze finite di tipo *block – centered* comporta che la condizione al contorno di Neumann possa essere specificata correttamente, mentre la condizione di Dirichlet no; una griglia di tipo *face – centered* invece permetterebbe di specificare la condizione di Dirichlet in modo semplice poiché in questo caso i nodi sarebbero situati sui bordi; inoltre, le condizioni del flusso al contorno richiedono formulazioni specifiche delle equazioni per ogni faccia attraversata dal flusso. La difficoltà nell'implementazione numerica di queste formulazioni in due dimensioni è una delle ragioni per cui il software utilizza una griglia di tipo *block – centered*, e la condizione al contorno di Dirichlet viene implementata successivamente nei termini *source – sink*;

- *evapotraspirazione*, in cui è possibile simulare la perdita di acqua dal sistema, causata dalla traspirazione delle piante o per evaporazione diretta dal terreno. In questo caso sono richiesti i valori di evaporazione e traspirazione e diversi parametri della vegetazione;
- *infiltrazione (seepage)*, superfici lungo le quali l'acqua può uscire dal sistema (di solito interfaccia dominio/atmosfera);
- *drenaggio per gravità*, per cui l'acqua soggetta dalla forza di gravità può uscire dalla cella, seguendo un percorso verticale.

5.2.3.2. Modellazione idrologica

I modelli morfostratigrafici generalizzati per le aree dei Monti di Sarno e Lattari sono stati implementati all'interno del codice numerico VS2DTI. La modellazione fisica si è composta di due parti: la prima, considerando degli *input* di pioggia costante ma a differente intensità pari a 2.5, 5, 10, 20 e 40 mm/h e due diverse condizioni idrologiche antecedenti (rappresentative della stagione secca e di quella piovosa); e una seconda, in cui sono stati implementati i dati reali delle precipitazioni utili derivanti dal bilancio idrologico per i Monti di Sarno e per i Monti Lattari.

In entrambi i casi la modellazione è stata effettuata considerando come condizioni al contorno superiore e inferiore un flusso verticale per la simulazione del processo di infiltrazione e di drenaggio per gravità rispetto al substrato carbonatico, rispettivamente. Inoltre, per valutare la distribuzione della pressione di poro all'interno del modello simulato è stata impostata una verticale d'osservazione in posizione centrale al modello in modo da non subire effetti di bordo, possibili durante la modellazione idrologica (Fig. 5.9). La modellazione è stata eseguita in condizioni transitorie con un passo temporale pari a 600 secondi.

Le proprietà idrauliche insature e sature degli orizzonti piroclastici (Tabelle 5.3 e 5.4) sono state derivate da dati di letteratura (De Vita et al., 2013) e considerati sia per i Monti di Sarno che per i Monti Lattari date le similitudini delle due aree.

Il substrato roccioso è stato assunto come ammasso roccioso le cui fratture sono riempite dal materiale piroclastico derivante dal paleosuolo basale (Bb_{basal}). Pertanto, la conducibilità idraulica satura del substrato roccioso è stata impostata pari al 5% di quella dell'orizzonte Bb_{basal} , in accordo con il sistema di discontinuità dell'ammasso roccioso, mentre le proprietà idrauliche insature sono state impostate pari a quelle del paleosuolo basale.

Orizzonti (USDA)	K_{sat} (m/s)			No.
	25° percentile	Mediana	75° percentile	
A+B	4.82×10^{-5}	8.34×10^{-5}	1.26×10^{-4}	24
C	2.82×10^{-3}	3.82×10^{-3}	1.26×10^{-2}	29
Bb	6.00×10^{-6}	2.22×10^{-5}	2.64×10^{-5}	7
Bb_{basal}	2.48×10^{-7}	1.94×10^{-6}	6.84×10^{-6}	15

Tabella 5.3: Statistiche della conducibilità idraulica satura (K_{sat}) determinate per ciascun orizzonte piroclastico della copertura (De Vita et al., 2013) nell'area dei Monti di Sarno. Il numero di misure relative ai valori statistici è stato riportato nell'ultima colonna.

Orizzonti	K_{sat} (m/s)	θ_s	θ_r	α	n	K_z/K_h
B	8.34×10^{-5}	0.505	0.083	0.884	1.307	1
C	3.82×10^{-3}	0.500	0.001	20.39	1.081	1
Bb	2.22×10^{-5}	0.663	0.001	0.884	1.307	1
Cb	3.82×10^{-3}	0.500	0.001	20.39	1.081	1
Bb_{basal}	1.94×10^{-6}	0.500	0.001	20.39	1.081	1
R	3.82×10^{-3}	0.030	0.020	4.310	3.100	10

Tabella 5.4: Conducibilità idraulica satura (K_{sat}), parametri SWRC e rapporti tra conducibilità idraulica verticale e orizzontale determinati per ciascun orizzonte piroclastico (De Vita et al., 2013) per l'area dei Monti di Sarno. Legenda simboli: K_z = conduttività idraulica verticale; K_h = conduttività idraulica orizzontale; θ_s = contenuto d'acqua volumetrico a saturazione; θ_r = contenuto d'acqua volumetrico residuo; α e n = parametri dell'equazione di van Genuchten, 1980.

Per le simulazioni ad intensità costante sono stati utilizzati i parametri di evapotraspirazione, come profondità radicale (RD), attività alla base delle radici (ARB), attività al top delle radici (ART) e pressione di poro alla radice (PHR) sulla base di dati di letteratura (Tab. 5.5) (De Vita et al., 2013; Napolitano et al., 2016; Fusco et al., 2017); così come i valori iniziali di pressione di poro. In particolare, sono stati utilizzati per l'intera copertura piroclastica valori rappresentativi, compresi tra -8.2 a -5.0 m per la stagione secca, e tra -0.33 e -0.75m per la stagione piovosa (Fusco et al., 2013; Fusco and De Vita, 2015; Fusco et al., 2017).

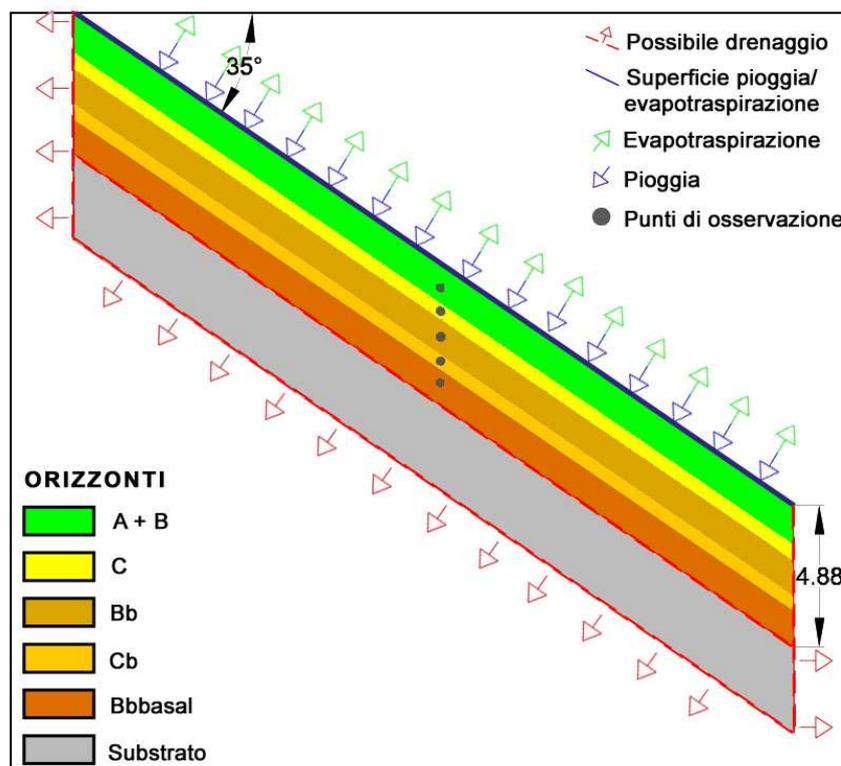


Figura 5.9: Impostazione del modello idrologico (S1) utilizzato in VS2DTI.

Periodo (mese-mese)	RD (m)	ARB (m ²)	ART (m ²)	PHR (m)
Gen - Feb	0.5	0.1	0.1	-150.0
Mar - Dic	4.0	1.5	1.5	-150.0

Tabella 5.5: Parametri adottati nel modello VS2DTI per simulare l'estrazione idrica dal suolo mediante traspirazione delle piante all'interno della copertura piroclastica. RD: profondità radicale, ARB; attività alla base delle radici, ART: attività al top delle radici; PHR: pressione di poro alla radice (De Vita et al., 2013; Napolitano et al., 2016; Fusco et al., 2017).

I risultati della modellazione idrologica a breve termine (intensità costante) sono stati successivamente oggetto di analisi di stabilità, mentre, i risultati in termini di pressione di poro derivanti dalla modellazione sul lungo periodo (dal bilancio idrico) sono stati trattati statisticamente mediante analisi di frequenza, in modo da giungere alla probabilità di occorrenza

di quelle condizioni antecedenti considerate critiche da letteratura (Fusco et al., 2017) all'innescio di fenomeni franosi.

5.2.3.3. Stima delle soglie idrologiche I-D mediante approccio deterministico

Gli effetti degli eventi di pioggia sono stati simulati dall'analisi idrologica e di stabilità per i modelli morfostratigrafici generalizzati sia per i Monti di Sarno S1, S2, S3 che per i Lattari L1, L2 e L3. Questa fase ha permesso di definire le soglie pluviometriche mediante un approccio di tipo deterministico. In questa fase gli eventi di precipitazione innescanti frane sono stati simulati con intensità costante pari a 2.5, 5, 10, 20 e 40 mm/h.

Successivamente, la stabilità dei sei modelli morfostratigrafici è stata valutata mediante l'approccio del pendio indefinito (Skempton & De Lory, 1957; Lu & Godt, 2013) per cui la superficie di scorrimento ha un andamento regolare e parallelo al pendio. Nel dettaglio, il peso dell'unità di volume (γ) è stato stimato per ciascun orizzonte del suolo sulla base del contenuto d'acqua (θ) ottenuto dalla modellazione idrologica [Eq. 5.38]:

$$\gamma = \left[\gamma_{dry} \left(1 + \frac{\theta}{\gamma_{dry}} \right) \right] \quad [5.38]$$

dove γ è espressa in gr/cm^3 e γ_{dry} varia in base all'orizzonte (Tab. 5.6).

Una volta determinato γ viene stimata la tensione verticale (σ_v) che agisce su ogni punto d'osservazione, e che cresce man mano che aumenta la profondità (z) considerata [Eq. 5.39]:

$$\sigma_v = \gamma \times z \quad [5.39]$$

dove σ_v è espressa in kN/m^2 .

La tensione verticale tende ad aumentare anche con il tempo per effetto della pioggia simulata che porta a un graduale aumento del peso di volume. Il calcolo della σ_v permette quindi di poter effettuare quello relativo alle forze agenti al pendio T (*driving forces*) [Eq. 5.40]:

$$T = \sigma_v \times \cos \alpha \times \text{tg} \alpha \quad [5.40]$$

in cui α è l'angolo di pendio e T viene espresso in kN/m^2 .

Anche le *driving forces* aumentano con la profondità per effetto del carico, e con il tempo per effetto delle precipitazioni.

Per il calcolo delle forze resistenti (*shear strength*), lo stato di stress dato dalle condizioni insature è stato considerato usando il concetto di stress di suzione (Hsieh et al., 2000; Lu & Likos, 2004) ed il criterio dello stress effettivo per condizioni sia sature che insature (Lu et al., 2010). Secondo questo criterio, lo stress di suzione σ^s , è considerato equivalente alla pressione dell'acqua nei pori in condizioni di saturazione [Eq. 5.41], e corrispondente al prodotto del grado di saturazione effettiva e della suzione per condizioni di parziale saturazione (Vanapalli et al., 1996) [Eq. 5.42]:

$$\sigma^s = -(u_a - u_w) \quad u_a - u_w \leq 0 \quad [5.41]$$

$$\sigma^s = -\theta_e(u_a - u_w) \quad u_a - u_w > 0 \quad [5.42]$$

dove u_a è la pressione dell'aria nei pori e u_w è la pressione dell'acqua.

Inoltre, considerando la perpendicolarità approssimativa della scarpata principale sono state prese in considerazione anche le forze di resistenza a trazione che agiscono lungo di essa (τ_c). Tali forze sono descritte come la somma della coesione apparente (c_a) e della coesione efficace (c') dell'orizzonte considerato (Tab. 5.6). In particolare, la coesione apparente [Eq. 5.43] scaturisce dalla tensione superficiale generata dai menischi capillari e che esercita una componente di reciproca attrazione tra i granuli. Questa sarà tanto maggiore quanto più basso sarà il contenuto d'acqua del terreno, in quanto il progressivo aumento si traduce con l'annullamento di queste forze e quindi dei film che tengono uniti i granuli tra loro:

$$c_a = \sigma^s \times S \times \text{tg } \varphi' \quad [5.43]$$

dove S = grado di saturazione derivato dalla modellazione idrologica e φ' è l'angolo di attrito interno, diverso per ogni orizzonte (Tab. 5.6).

Orizzonti percentile	γ_{sat} (gr/cm ³)	c' (kg/cm ²)	φ' (°)
		2%	50%
B	1.042	0.044	31.45
C	0.859	0.002	37.00

Bb	1.053	0.007	33.50
Cb	0.859	0.002	37.00
Bbbasal	0.696	0.083	37.00

Tabella 5.6: Parametri idrologici e meccanici dei suoli piroclastici utilizzati per l'analisi di stabilità dei modelli concettuali dei Monti di Sarno e Lattari. I valori di angolo di coesione (c') e angolo di attrito (ϕ') sono stati rispettivamente impostati sui percentili 2° e 50° (valore mediano) del set di dati (De Vita et al., 2013).

A questo punto, il fattore di sicurezza (FoS) per l'analisi di stabilità al pendio indefinito (Skempton & De Lory, 1957) è dato dal rapporto tra le forze stabilizzanti e quelle destabilizzanti (Taylor, 1948) [Eq. 5.44]:

$$FoS = \frac{\tau_c + c_a + c' + [(\sigma - u_a) - \sigma^s] \tan \phi'}{\sigma \tan \beta} \quad [5.44].$$

A questo punto, considerando i valori dell'intensità delle precipitazioni e le durate, in caso di FoS inferiore all'unità (condizione di instabilità) e i diversi parametri idraulici e meccanici, sono state ottenute le soglie di precipitazione deterministiche rappresentative dei Monti Sarno e Lattari, per condizioni antecedenti umide e secche.

5.3. Modellazione fisicamente basata su scala distribuita per la definizione di mappe di pericolosità all'innescò

L'obiettivo di questa terza ed ultima fase della ricerca è quello di sviluppare mappe di pericolosità regionali, definendo la probabilità spaziale e temporale di insorgenza di un fenomeno franoso di tipo *debris-slide debris-flow* nell'areale peri-vesuviano.

Per effettuare la modellazione idrologica distribuita e l'analisi di stabilità del pendio, è stato applicato il modello idrologico distribuito fisicamente basato 3D che analizza in maniera completa il ciclo idrologico di un dato bacino (GEOtop - Rigon et al., 2006). A causa della necessità del software di lavorare su un bacino idrologicamente chiuso, la modellizzazione distribuita è stata eseguita solo per un'area campione dei Monti di Sarno.

5.3.1. Descrizione generale del codice GEOTop (Rigon et al., 2006)

GEOTop (Rigon et al., 2006) è un codice concepito per analizzare complesse topografie utilizzando diverse caratteristiche, quali elevazione, acclività, esposizione, ombreggiatura e fattore di *sky view* del bacino (Bertoldi et al., 2004; Rigon et al., 2006; Endrizzi et al., 2014). Le caratteristiche idrauliche e termiche dei suoli sono inserite nel software sottoforma di mappe, così come le caratteristiche di vegetazione e uso del suolo. L'*input* meteorologico (pioggia, temperatura dell'aria, radiazione solare, umidità dell'aria) è invece spazialmente distribuito in ogni punto della griglia grazie al modello *Meteoio* (Liston & Elder, 2006).

GEOTop è in grado di modellare il bilancio idrico ed energetico, i meccanismi di flusso saturo e insaturo subsuperficiale, il ruscellamento superficiale, il flusso canalizzato ed il flusso turbolento all'interfaccia suolo-atmosfera. Il bilancio idrico e di energia nel bacino sono risolti grazie alla soluzione dell'equazione di Richards (Richards, 1931) in 3D [Eq. 5.45] (Endrizzi et al., 2014) e dell'equazione del flusso di calore 1D [Eq. 5.46] (Dall'Amico et al., 2011):

$$\begin{cases} \frac{\delta\theta_w^{\text{ph}}}{\delta t} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\delta\theta_i}{\delta t} = 0 \\ \frac{\delta\theta_w^{\text{fl}}}{\delta t} + \nabla \cdot \mathbf{J}_w + S_w = 0. \end{cases}$$

[Eq. 5.45]

dove $\delta\theta_w^{\text{ph}}$ è la frazione di contenuto d'acqua liquida nel suolo soggetta a cambiamenti di fasi, $\delta\theta_w^{\text{fl}}$ è la frazione di contenuto d'acqua liquida trasferita dal flusso d'acqua, ρ_i è la densità del ghiaccio, con θ_i la frazione d'acqua nel suolo e \mathbf{J}_w il flusso d'acqua liquida.

$$\begin{cases} U_{sp}(T) = \rho_{sp} c_{sp} (1 - \theta_s)(T - T_{ref}) \\ U_i(\theta_i, T) = \rho_i \theta_i c_i (T - T_{ref}) \\ U_w(\theta_w, T) = \rho_w \theta_w [L_f + c_w (T - T_{ref})] \end{cases}$$

[Eq. 5.46]

dove U_{sp} rappresenta l'energia interna delle particelle solide, U_i quella del ghiaccio e U_w dell'acqua; mentre, in funzione di una temperatura di riferimento T_{ref} , T è la temperatura, L_f è il calore latente della fusione, ρ_{sp} è la densità delle particelle del suolo e c_{sp} , c_i e c_w sono la capacità termica specifica delle particelle di terreno, del ghiaccio e dell'acqua liquida, rispettivamente. Di solito la T_{ref} è impostata sulla temperatura di fusione T_m , alla pressione atmosferica, pari a 273.15 K.

Le equazioni sono risolte per ogni *time step* in modo da conoscere per ogni istante la risposta idrologica del suolo alle precipitazioni. La relazione tra suzione e contenuto d'acqua volumetrico è trattata con il modello di van Genuchten (1980).

Le più recenti versioni di GEOtop sono collegate con un'interfaccia grafica in ambiente GIS per la visualizzazione degli *input-output* (Formetta et al., 2016a, b, c). Inoltre vi è integrato anche il modulo per il calcolo di stabilità dei versanti (Formetta et al., 2016a, b, c) mediante il modello di pendio indefinito, stimato per ogni cella della griglia del modello (e assumendo a sua volta la profondità di ogni orizzonte come potenziale superficie di rottura) calcolata usando il Metodo del Secondo Momento di Primo Ordine (Dai et al., 2002; Baecher & Christian, 2005; Formetta et al., 2016a, b, c). Il modello del pendio indefinito simula la rottura a una data profondità, presuppone il contrasto tra le proprietà del substrato e del materiale sovrastante e ipotizza una superficie di rottura parallela al versante (Formetta & Capparelli, 2019). Usando la risposta del modello in termini di contenuto d'acqua volumetrica e pressione di poro, e i parametri geomeccanici che descrivono il comportamento del materiale coinvolto, GEOtop identifica le zone più propense a franare. Comunque, diversamente dagli altri software, GEOtop considera la risposta transitiva della pressione di poro rispetto al fenomeno di infiltrazione ed inoltre contempla la variabilità orizzontale del tipo di suolo (Fig. 5.10).

5.3.2. Modellazione idrologica distribuita dell'area campione

Nell'ambito dei Monti Sarno, è stata scelta un'area campione per lo sviluppo della modellazione idrologica e l'analisi di stabilità. Quest'area, determinata da analisi morfologica ed identificata come un bacino chiuso dal punto di vista idrologico, è situata sul versante sud-occidentale del Monte Pizzo D'Alvano (1133 m s.l.m.) e ricade nell'areale coinvolto dagli eventi di frana di Sarno del maggio 1998.

I versanti dei Monti di Sarno, così come i Monti Lattari, sono caratterizzati da peculiari fattori geomorfologici che predispongono all'innescò di frane superficiali. Frane tipo flusso coinvolgono i depositi piroclastici da caduta, il cui spessore e continuità sono fortemente influenzati dalla variabilità dell'angolo di pendio e dalla presenza di banchi rocciosi, cornici di morfoselezione e/o stretti tagli stradali lungo i pendii. Per cui, anche in considerazione delle aree di innescò di questi fenomeni relativamente piccole (<100 m²), è stato usato per la modellazione idrologica con GEOtop un DEM di risoluzione 5 m, ottenuto dal ricampionamento del DEM di risoluzione 1 m

della Campania (Fig. 5.11), acquisito attraverso rilevamenti LIDAR. L'areale campione ha un'estensione di 0.02 km².

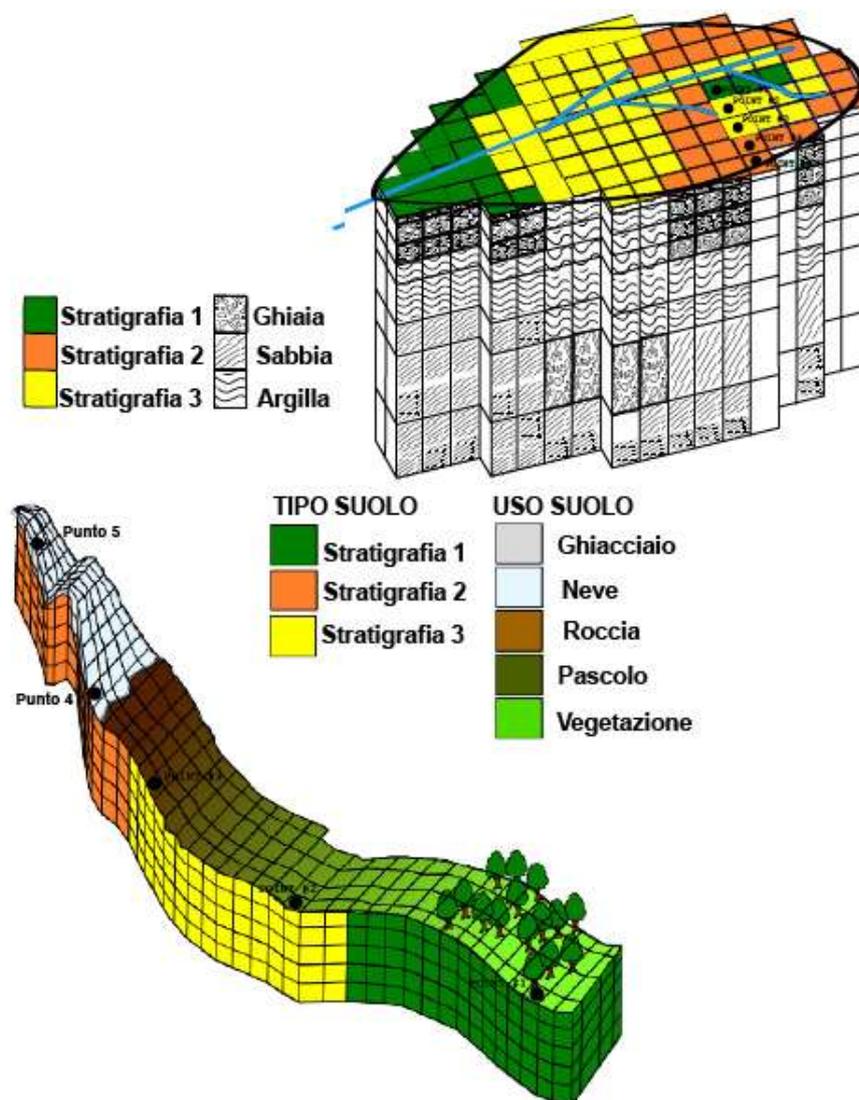


Figura 5.10: Caratterizzazione del dominio orientata a definire la stratigrafia del suolo (mappa del tipo di suolo) (da Endrizzi et al., 2017).

La mappa dello spessore della copertura piroclastica (Fig. 5.12) è stata invece derivata dai modelli empirici di De Vita & Nappi (2013) e Fusco et al. (2017). Inoltre, dal DEM ad alta risoluzione precedentemente descritto sono stati ottenuti altri dati GIS di *input* richiesti per la simulazione GEOtop, come l'acclività e l'esposizione (Fig. 5.13). Infine, per la vegetazione e l'uso del suolo è stato deciso di inserire mappe a valore unitario, in modo da considerare spazialmente uniforme in

superficie i valori associati a questi parametri. Altri parametri, compresi quelli del *solver*, vengono settati in particolari file di testo, consultabili nella sezione Allegati di questa tesi (All. 2-3).

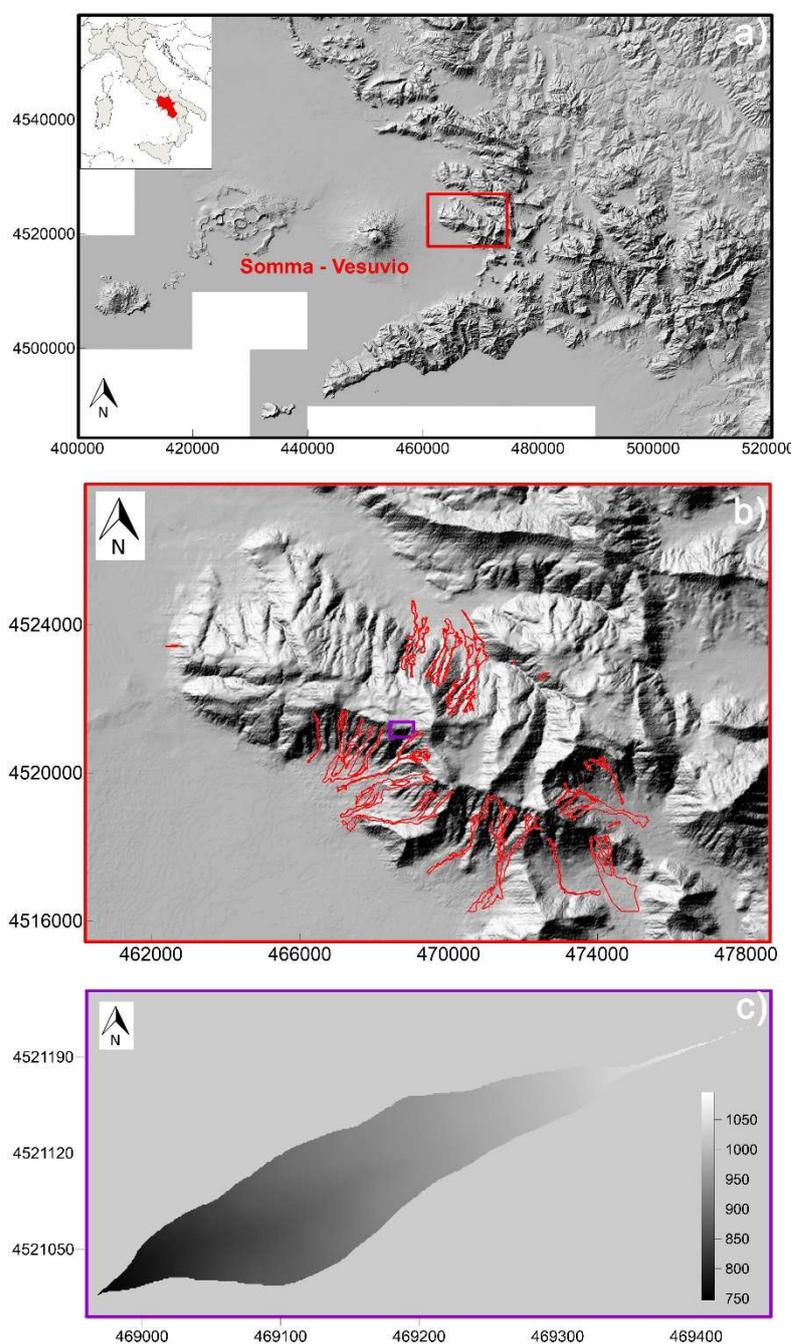


Figura 5.11: Inquadramento dell'area campione localizzata sul versante sud-occidentale del Monte Pizzo d'Alvano (a-b). Il DTM deriva da dati LIDAR con risoluzione a 5 m e corrisponde ad una delle mappe di input del modello implementato in GEOtop (c).

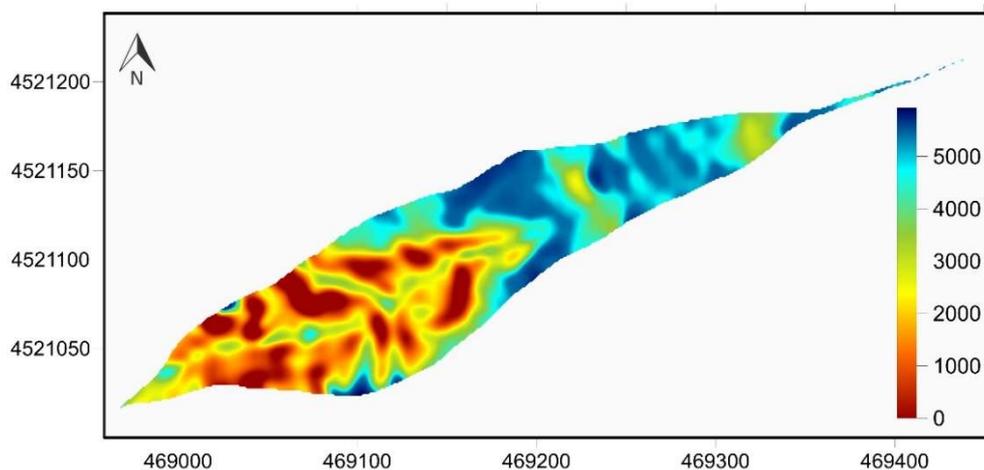


Figura 5.12: Spessore della copertura piroclastica (in mm) per l'areale campione. La carta degli spessori è uno dei parametri di input del modello implementato in GEOtop.

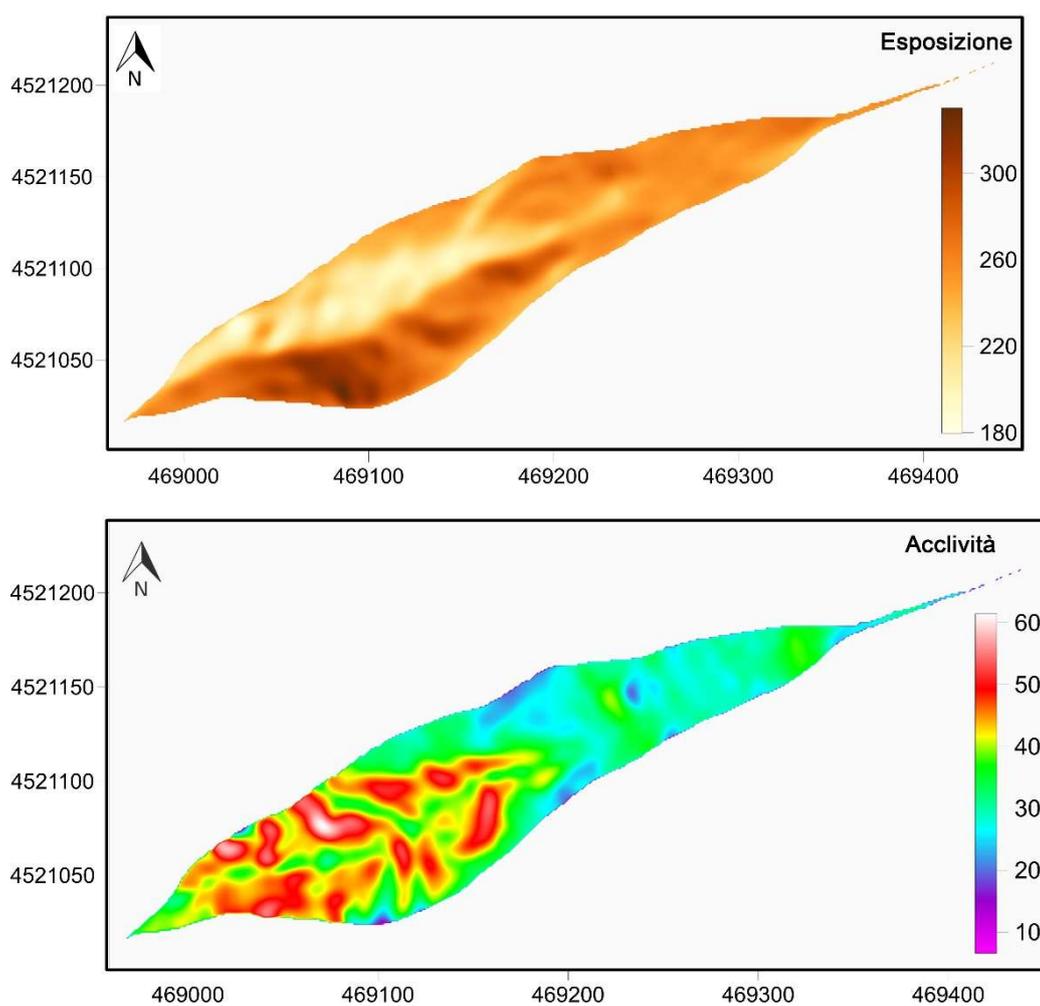


Figura 5.13: Esposizione ($^{\circ}$ N) e acclività ($^{\circ}$) dell'areale campione implementati nel codice GEOtop.

Un aspetto chiave per l'applicazione del codice GEOtop nell'area campione dei Monti Sarno è consistito nell'impostazione di un sistema multistrato, rappresentativo del reale assetto stratigrafico della copertura piroclastica, caratterizzato da cinque orizzonti eterogenei per caratteristiche meccaniche ed idrauliche, già utilizzati per la modellazione idrologica nella precedente fase (Tab. 5.3, 5.4, 5.6) con spessore variabile (Fig. 5.14). In particolare, è stata imposta al modello una caratterizzazione verticale a profondità costante (ogni 0.1 m) implementando un file di *input* accessorio (All. 3) per cui ad ogni profondità sono associate le caratteristiche idrologiche necessarie alla modellazione, come conducibilità idraulica verticale, orizzontale, contenuto d'acqua residuo e a saturazione e parametri del modello di van Genuchten (1980). Durante la modellazione idrologica, GEOtop utilizza la mappa dello spessore delle coperture per identificare il numero di orizzonti del soilfile.txt ricadenti in quell'intervallo di spessore, per ognuna delle celle del modello.

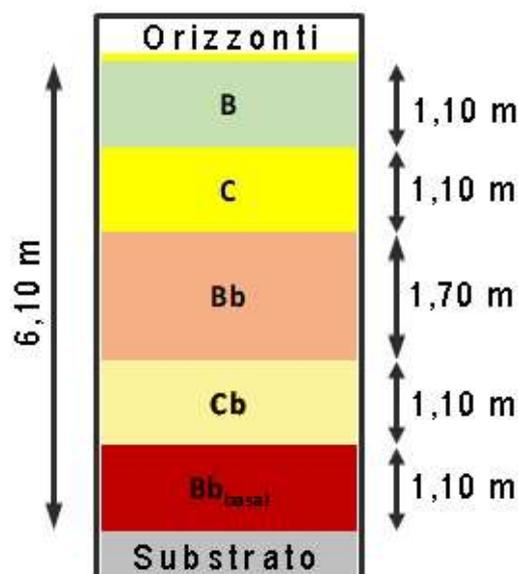


Figura 5.14: Assetto schematico dello spessore massimo della copertura piroclastica modellata. Ogni orizzonte è stato implementato nel modello considerando dei layers di spessore pari a 100 mm.

Per ogni orizzonte identificato in fase di *input* dal modello è possibile definire i valori iniziali di pressione di poro (All.1). Partendo dalle condizioni idrologiche definite rappresentative della copertura nel periodo invernale da Napolitano et al., 2016 e Fusco et al., 2017 (relative all'anno di monitoraggio 2005), il modello è stato calibrato mediante una serie di prove in relazione a questi

valori di pressione di poro e successivamente, si è operato allo stesso modo con i parametri geotecnici di coesione ed angolo d'attrito (Tab. 5.7), in relazione alle condizioni di stabilità dell'area verificate di volta in volta. Infatti, a causa della forte riduzione dello spessore della copertura in prossimità delle cornici di morfoselezione o dei banchi rocciosi, i valori di pressione di poro nei *time step* di simulazione iniziali tendevano ad assumere valori estremamente elevati generando una troppo presto e non rappresentativa instabilità. Questo ha portato ad una continua modifica degli iniziali valori fino al raggiungimento di condizioni iniziali ritenute accettabili per i successivi *time step* della modellazione. Inoltre, ogni simulazione è stata settata con una iniziale durata corrispondente a 9 ore in cui non è stato simulato nessun fenomeno pluviometrico (flusso in entrata). Le 9 ore derivano da un ulteriore processo di calibrazione che ha portato a definire questo intervallo come quello ottimale affinché le pressioni di poro potessero riequilibrarsi (Tab. 5.8).

	B	C - C_b	B_b	B_bbasal
c' (kPa)	4.5	0.0	1.8	8.1
ϕ' (°)	28.7	30	28.8	33.5

Tabella 5.7: Parametri di coesione ed angolo d'attrito usati per la calibrazione del modello in GEOTop.

Condizioni iniziali (pressione di poro) (m)	B	C	B_b	C_b	B_bbasal
Inizio modellazione	-0.5	sat	sat	-10.0	-10.0
Inizio precipitazione	-0.9	-1.9	-1.2	-0.3	-0.1

Tabella 5.8: Condizioni idrologiche iniziali della copertura piroclastica imposte per ciascun orizzonte. In tabella sono specificati i valori utilizzati nella fase iniziale della modellazione numerica con GEOTop e quelli calcolati dal software per il primo *time step* di simulazione con precipitazione. Sat: pressione di poro maggiore o pari a zero, identifica una condizione di saturazione.

L'*input* meteorologico (file meteo.txt) è stato settato utilizzando le stesse intensità di pioggia (I) adottate per le soglie di precipitazioni deterministiche sopra menzionate (2.5, 5, 10, 20 e 40 mm/h).

Mentre il time step di simulazione utilizzato è stato diminuito fino a 30 secondi al fine di ridurre l'incertezza delle iterazioni del software e ottenere un risultato il più accurato possibile.

GEOtop permette, una volta terminata la modellazione idrologica di consultare in ambiente GIS le mappe di pressione di poro e contenuto d'acqua per ogni profondità impostata (nel nostro caso 0.1 m), e per ogni time step di simulazione, consentendo così anche una visione dell'evoluzione temporale del regime idrologico del bacino analizzato. Inoltre, queste mappe sono state utilizzate per l'analisi di stabilità (con il metodo del pendio indefinito) effettuate sempre con il software GEOtop. Definite quindi le condizioni idrologiche, il modello viene settato con quelle geomeccaniche dei terreni coinvolti, ottenendo come risultato finale delle mappe di probabilità di innesco frana con valori per ogni cella compresi tra 0 e 100% di probabilità di occorrenza. Questo modello viene definito 3D in quanto permette sia una modellazione areale del regime idrologico e quindi di un interno bacino, sia permette di verificare ogni variazione esistente alle profondità desiderate, settate in precedenza al modello.

Capitolo 6

Risultati

6.1. Soglie pluviometriche empiriche e stima della probabilità di occorrenza

I dati pluviometrici che compongono il *database* sono stati utilizzati per lo sviluppo dei modelli empirici volti alla stima di soglie pluviometriche di tipo intensità-durata (I-D) (Caine, 1980) e pioggia nel giorno dell'evento-pioggia antecedente cumulata (P-Pa) (Crozier & Eyles, 1980).

I modelli pluviometrici empirici permettono di stimare le condizioni pluviometriche critiche all'insacco. Tali condizioni, opportunamente trattate mediante approccio probabilistico (regressione logistica bivariata), hanno fornito una stima della probabilità di occorrenza del fenomeno franoso riuscendo a ridurre l'incertezza predittiva legata a fattori idrologici e morfologici.

6.1.1. Stima delle soglie pluviometriche Intensità-Durata (I-D)

La prima correlazione effettuata grazie ai dati provenienti dal *database* pluviometrico ha riguardato l'intensità e la durata degli eventi innesanti e non innesanti, non divisi tra Monti di Sarno e Monti Lattari (Fig. 6.1).

Una prima analisi visiva evidenzia una non significatività nella distribuzione degli eventi, che invece dovrebbe essere caratterizzata da una relazione di proporzionalità inversa tra intensità e durata degli eventi pluviometrici.

A questo punto, per limitare i casi di sottostima delle piogge innesanti gli eventi franosi, imputabili a misurazioni non rappresentative a causa della non precisa localizzazione spaziale degli eventi di pioggia, sono stati esclusi tutti gli eventi pluviometrici innesanti aventi tempo di ritorno (T) inferiore ad un anno, grazie all'utilizzo delle formulazioni provenienti dal modello VAPI (Rossi e Villani, 1994). In particolare, grazie all'applicazione dell'[Eq. 5.10] è stato possibile considerare gli eventi pluviometrici innesanti per cinque diverse classi: $T = 1$, $1 < T < 2$, $2 < T < 5$, $5 < T < 10$ e $T > 10$.

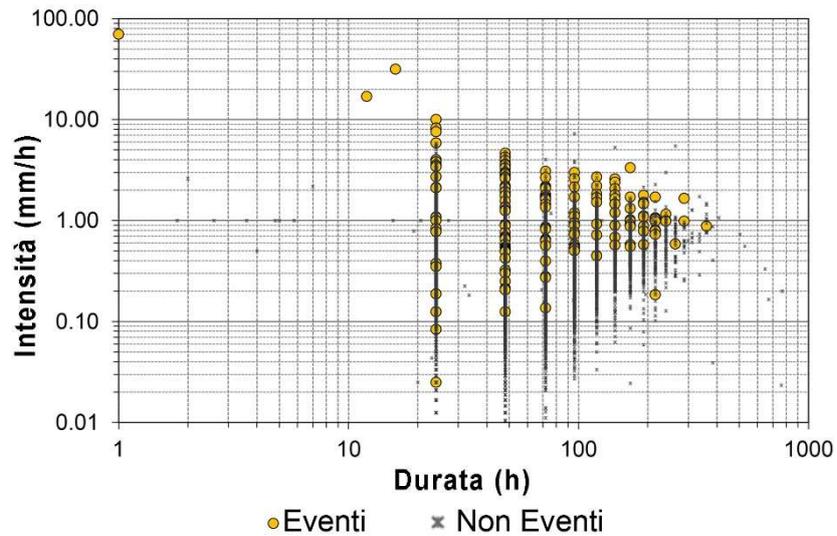


Figura 6.1: Correlazione grafica I (mm/h) – D (h) (Caine, 1980) rappresentativa degli eventi pluviometrici associati e non ai fenomeni franosi che hanno interessato gli areali dei Monti di Sarno e Lattari.

L'esclusione degli eventi pluviometrici non rappresentativi porta ad una ben più chiara correlazione grafica tra intensità e durata, che ha permesso l'individuazione di quattro involuipi inferiori delle classi di T considerate, corrispondenti proprio alle soglie pluviometriche I-D (Fig. 6.2).

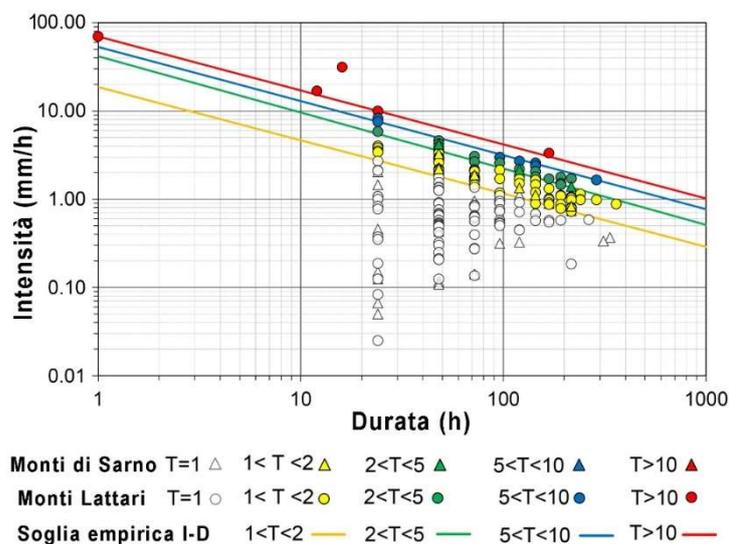


Figura 6.2: Soglie pluviometriche empiriche I-D individuate sulla base del periodo di ritorno degli eventi pluviometrici innescanti (i triangoli identificano gli eventi franosi occorsi ai Monti di Sarno e i cerchi presso i Monti Lattari).

Al fine di validare le quattro soglie empiriche I-D è stato effettuato un confronto sia con le soglie pluviometriche del nuovo sistema di allertamento regionale ai fini della protezione civile sviluppate dal Centro Funzionale Multirischi di Protezione Civile (2019) (Fig. 6.3a), che con le soglie pluviometriche I-D stimate mediante approccio fisicamente basato per l'area dei Monti Sarno. In particolare, queste ultime sono estremamente rappresentative delle diverse condizioni idrologiche antecedenti dei depositi piroclastici, in quanto considerano condizioni tipiche della stagione invernale e di quella estiva (Napolitano et al., 2016) (Fig. 6.3b).

In entrambi i casi, il confronto mostra una discreta corrispondenza tra le soglie pluviometriche. In particolare, le soglie di allertamento regionale di attenzione, pre-allarme e allarme, per durate pari a 24, 48 e 72 ore, stimate per periodi di ritorno rispettivamente pari a 2, 5 e 10 anni, si collocano tra le due soglie empiriche per $1 < T < 2$ e $2 < T < 5$. Questo identifica, per le soglie empiriche sviluppate in questa tesi, valori di durata maggiori a parità di tempi di ritorno, forse imputabili ad una stima più cautelativa delle soglie di allertamento regionale.

Per quanto invece riguarda le soglie fisicamente basate, il confronto mostra una buona corrispondenza in particolare per le soglie empiriche con $T \geq 2$ anni replicando un andamento simile rispetto a quello della soglia deterministica invernale. Tutte le soglie empiriche si collocano al di sotto rispetto alla soglia estiva, che comunque identifica condizioni antecedenti e di conseguenza di pioggia innescante più estreme.

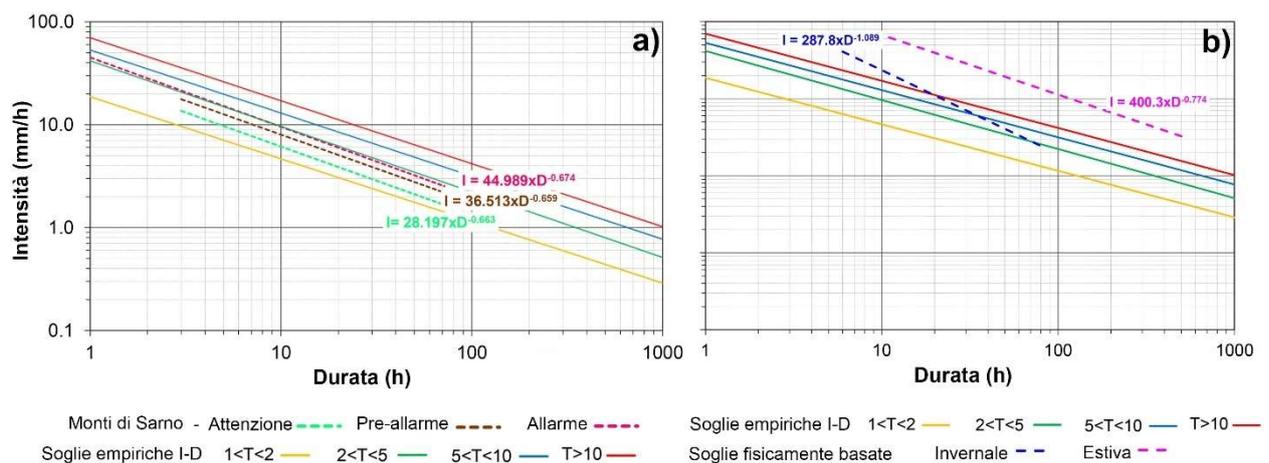


Figura 6.3: a) Confronto tra soglie empiriche I-D con differente periodo di ritorno e le soglie pluviometriche utilizzate per sistema di allertamento regionale; b) confronto tra soglie empiriche I-D con differente periodo di ritorno e le soglie pluviometriche fisicamente basate, sviluppate per i Monti di Sarno (Napolitano et al., 2016).

6.1.2. Correlazione delle variabili Pioggia nel giorno dell'evento-Pioggia nei giorni antecedenti (P-Pa)

Per la correlazione Pioggia nel giorno dell'evento-Pioggia nei giorni antecedenti (P-Pa) sono stati considerati i quantitativi di pioggia effettivamente registrati nel giorno di occorrenza del fenomeno franoso ed i quantitativi relativi a diversi intervalli antecedenti, sulla base di studi precedenti (De Vita, 2000). In particolare, ci si è riferiti a quattro diversi periodi, pari a $\sum P_{5-P}$; $\sum P_{10-P}$, $\sum P_{30-P}$ e $\sum P_{60-P}$ (rispettivamente equivalenti a 4, 9, 29 e 59 giorni antecedenti).

La Figura 6.4 mostra le quattro diverse correlazioni. Analizzandole è possibile evidenziare come in nessun caso si possa determinare un andamento degli eventi tale da permettere di individuare delle soglie pluviometriche. Infatti, un importante numero di eventi risulta caratterizzato da piogge giornaliere molto basse che non permette la stima di una vera e propria soglia pluviometrica.

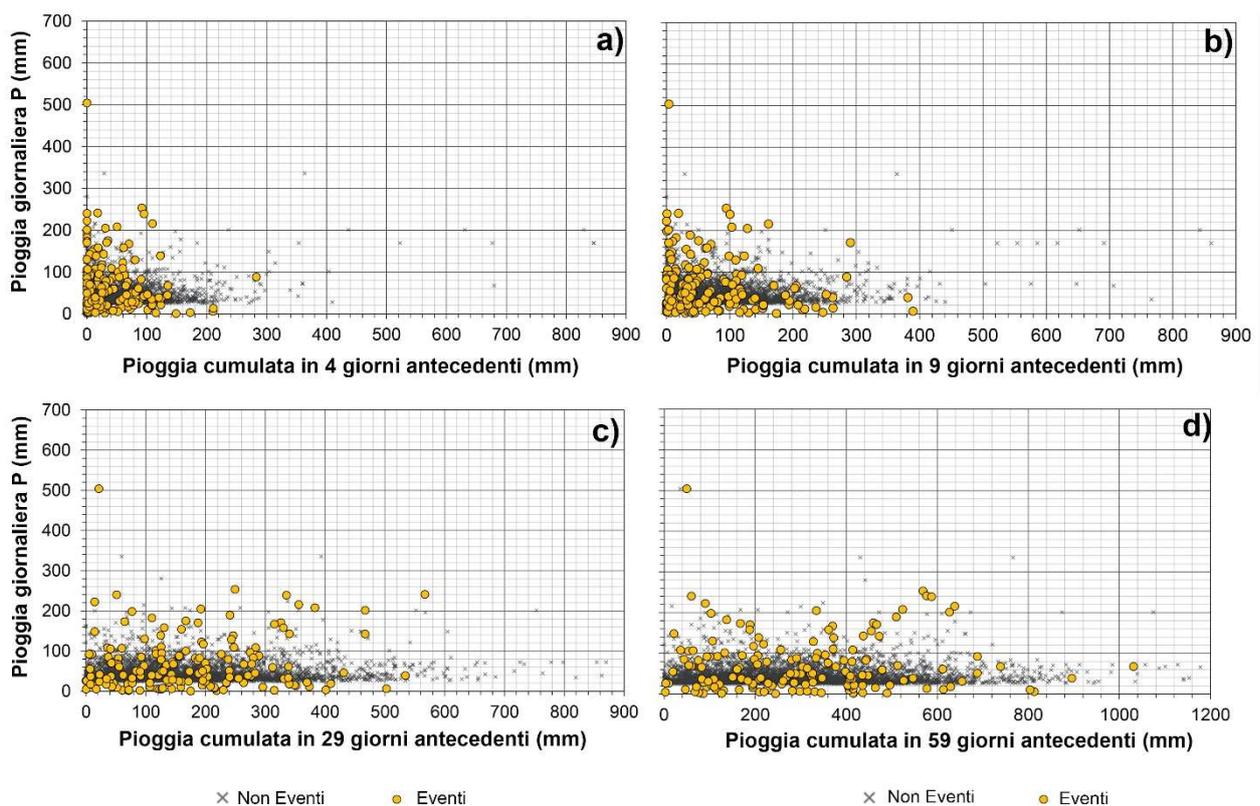


Figura 6.4: Grafici di correlazione tra piogge nel giorno dell'evento di frana e piogge cumulate antecedenti per: a) $\sum P_{5-P}$ (4 giorni); b) $\sum P_{10-P}$ (9 giorni), c) $\sum P_{30-P}$ (29 giorni) e d) $\sum P_{60-P}$ (59 giorni). In nessun caso è possibile individuare una correlazione tra le due variabili di pioggia.

6.1.3. Determinazione della probabilità di occorrenza dei fenomeni franosi

I modelli empirici per la stima delle soglie pluviometriche possono essere caratterizzati da un errore principalmente legato all'affidabilità del dato pluviometrico. Infatti, la maggior parte delle stazioni pluviometriche, i cui dati sono presi in considerazione in relazione all'innescò di fenomeni franosi, non si trovano in corrispondenza delle zone di innescò, ma a valle, per ovvi motivi logistici. Considerando che studi pregressi hanno dimostrato che a quote differenti, la quantità di pioggia registrata non è la stessa (Cascini, 2004), a causa della formazione di "celle pluviometriche", il dato di pioggia registrato a valle non corrisponde precisamente a quello che si sarebbe registrato più a monte.

Per tale ragione, la probabilità di accadimento dei fenomeni franosi è stata stimata mediante il metodo della regressione logistica bivariata, che tiene in considerazione due variabili: intensità e durata degli eventi pluviometrici; e pioggia nel giorno dell'evento e pioggia cumulata antecedente (senza effetto del drenaggio), rispettivamente. In questo modo, il risultato espresso in termini di probabilità di occorrenza del fenomeno franoso risulta più affidabile del modello empirico poiché considera l'incertezza del dato iniziale e lo ingloba nel risultato.

Nello specifico, sono stati individuati quattro intervalli di probabilità:

1. bassa (0% ÷ 5%);
2. media (5% ÷ 15%);
3. elevata (15% ÷ 30%);
4. molto elevata (30% ÷ 100%).

I valori di probabilità sono così stati stimati per la relazione I-D e per le quattro relazioni P-Pa (Fig. 6.5). Da questa è possibile notare un diverso andamento probabilistico in base al modello empirico considerato. In particolare, per la relazione I-D (Fig. 6.5a), i valori di probabilità Molto Elevati si hanno a partire da intensità pari a circa 4.00 mm/h, per durate comprese tra 10 e 70 ore. Superato tale valore di durata, infatti, la probabilità che si possano innescare fenomeni franosi, resta Molto Elevata ma per valori di intensità più bassi dei precedenti. Di fatti, all'aumentare della durata della sequenza pluviometrica, la probabilità di accadimento dei fenomeni franosi risulta Molto Elevata per intensità via via decrescenti. In questi casi, i fenomeni franosi avvengono per sequenze pluviometriche particolarmente lunghe (dell'ordine dei giorni) più che particolarmente intense. La classe di probabilità Elevata risulta invece per valori di intensità compresi tra 2.04 e 3.17 mm/h e per durate che variano tra 10 e 80 ore. Superata tale durata, la probabilità che si innescino fenomeni franosi risulta Elevata per valori di intensità via via decrescenti (come nel

caso della probabilità Molto Elevata). Risultati molto simili si ottengono per valori Medi di probabilità di accadimento di fenomeni franosi. In questo caso i valori di intensità sono compresi tra 0.8 mm/h e 2.04 mm/h, con valori di durata compresi 10 e 60 ore. Infine, per valori di intensità inferiore a 0.8 mm/h e durate comprese tra 10 e 60 ore e per intensità via via decrescenti fino ad una durata di circa 200 h, la probabilità di accadimento dei fenomeni franosi risulta essere Bassa.

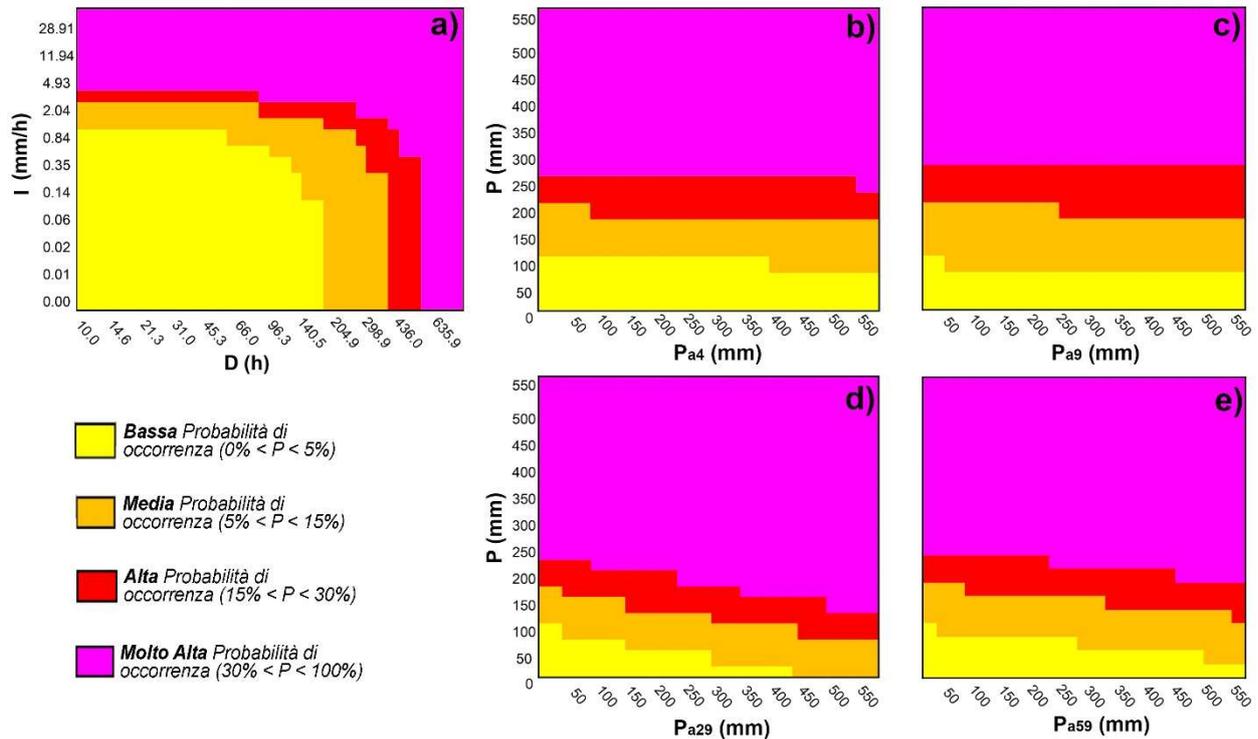


Figura 6.5: Rappresentazione delle classi di probabilità ottenute per determinati valori di: a) I-D, b) P-P₄; c) P-P₉; d) P-P₂₉; e) P-P₅₉ degli eventi pluviometrici mediante l'applicazione del metodo della regressione logistica bivariata.

Per i quattro grafici generati dalla relazione P-Pa (Fig. 6.5b-e), l'andamento risulta molto differente dal precedente. In generale si può parlare di un effetto soglia, in quanto le varie classi di probabilità rientrano in specifici intervalli di P-Pa. La Figura 6.5b-c mostra valori di probabilità Molto Elevata per un periodo di pioggia antecedente pari a 4 e 9 giorni, con valori di probabilità Molto Elevata per una pioggia giornaliera superiore a 270.0 mm; Elevata per valori compresi tra 270.0 e 200.0 mm/giorno (con una piccola diminuzione all'aumentare dei quantitativi di pioggia antecedente); Media per valori compresi tra i 200.0 e i 70.0 mm/giorno (anche qua con una diminuzione di circa 50.0 mm superati i 400.0 mm/4giorni e i 50.0 mm/9giorni); Bassa per valori al di sotto dei precedenti. Per la Figura 6.5d-e l'effetto soglia di cui sopra risulta più marcato, e la probabilità di

occorrenza risulta Molto Elevata anche per pioggia giornaliera molto bassa per pioggia antecedente sufficientemente elevata. Nello specifico, a partire da P pari a 250.0 mm la probabilità è Molto Elevata fino ad arrivare a valori di P pari a 150.0 mm per $\sum P_{5-P}$ e valori di 200.0 mm per $\sum P_{10-P}$. Una probabilità Elevata si ha per P compresa tra 250.0 e 200.0 mm per bassi valori di $\sum P_{5-P}$ e fino a 150.0 – 100.0 mm per pioggia antecedente più elevata; e per una P compresa tra 250.0 e 200.0 mm per bassi valori di $\sum P_{10-P}$ e fino a 200.0 – 150.0 mm per pioggia antecedente più elevata. La probabilità Media è invece presente per P compresa tra 200.0 e 100.0 mm per bassi valori di $\sum P_{5-P}$ e a partire dai 100.0 mm per pioggia antecedente più elevata; e per una P compresa tra 200.0 e 150.0 mm per bassi valori di $\sum P_{10-P}$ e fino a 150.0 – 50.0 mm per pioggia antecedente più elevata. Infine al di sotto di tali valori, la probabilità di occorrenza del fenomeno franoso risulta Bassa.

Fenomeni pluviometrici con elevati valori di I-D o P-Pa non avvengono però con elevata frequenza. Per questo è stato ritenuto opportuno tenere conto del periodo di ritorno degli eventi pluviometrici, valutando quindi una probabilità totale (P_{TOT}) di accadimento dei fenomeni franosi (Lee e Jones, 2004), definita come il prodotto della probabilità di accadimento di un fenomeno franoso ($P_{landslide}$) in relazione ad un determinato evento pluviometrico di assegnato periodo di ritorno (T), per la probabilità di accadimento dell'evento pluviometrico in t anni ($P_{rainfall}$), con t pari a 10, 50 e 100 anni. In Figura 6.6 per la relazione I-D e Figura 6.7 per P-Pa, è possibile vedere come questa nuova probabilità di occorrenza sia differente rispetto a quella precedentemente stimata.

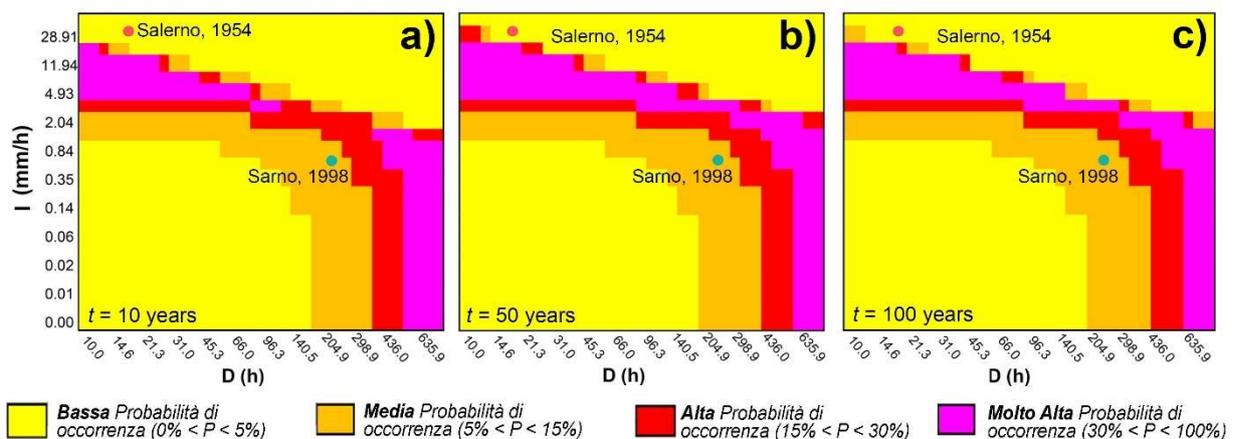


Figura 6.6: Rappresentazione delle classi di Probabilità Totale, ottenuta considerando determinati valori di I-D degli eventi pluviometrici innescanti, validi per intervalli di tempo t pari a: a) 10 anni; b) 50 anni; c) 100 anni. Sono inoltre indicati gli eventi franosi di Salerno (1954) e Sarno (1998).

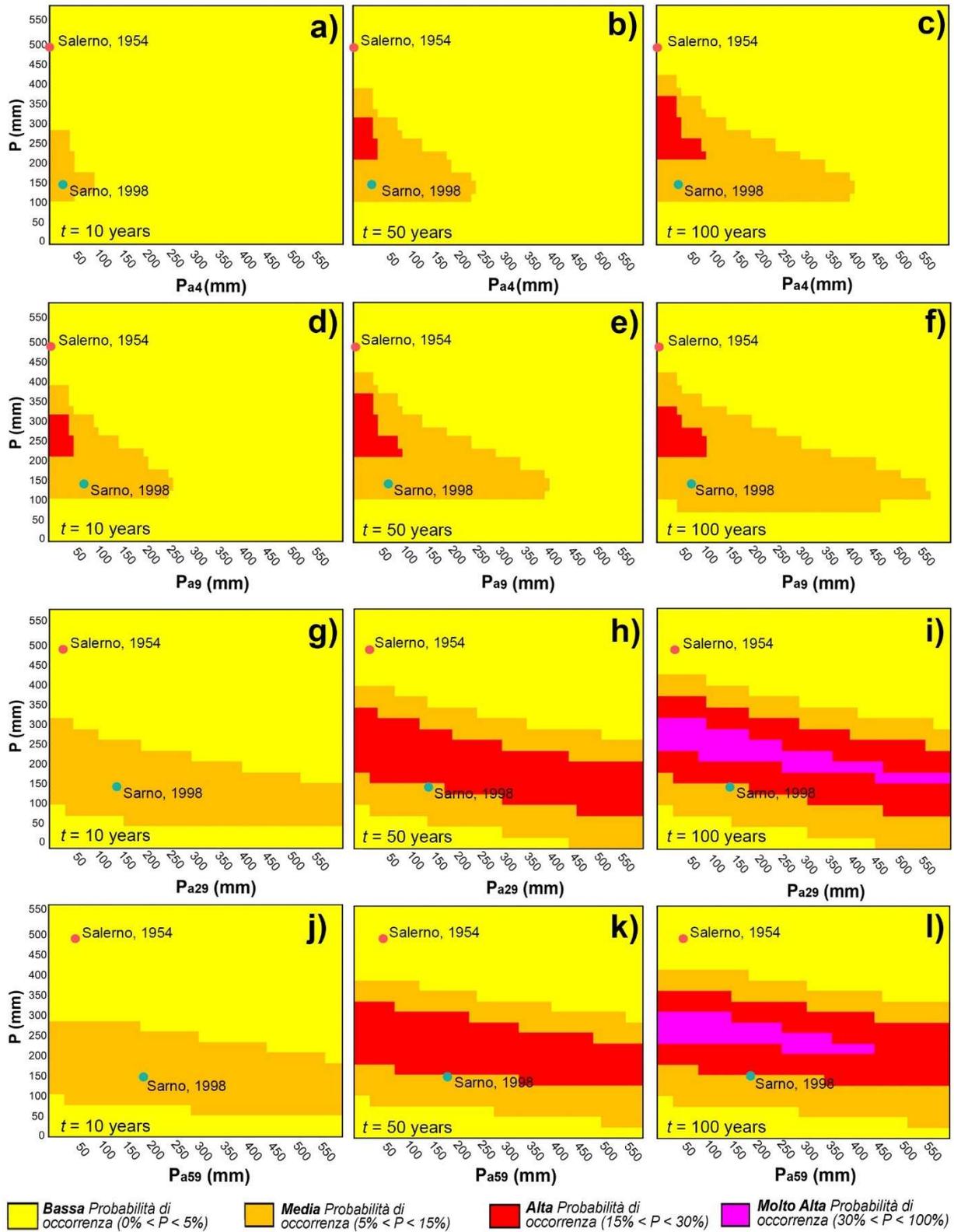


Figura 6.7: Andamento della probabilità totale riferita ad un periodo di 10, 50 e 100 anni per P - P_{a4} (a, b, c); P - P_{a9} (d, e, f), P - P_{a29} (g, h, i) and P - P_{a59} (j, k, l). Sono inoltre indicati gli eventi franosi di Salerno (1954) e Sarno (1998).

In particolare, la Figura 6.6 mostra i valori per P_{TOT} calcolati per intervalli temporali di 10 anni (a), 50 anni (b) e 100 anni (c). In tutti e tre i casi è possibile notare che la porzione di grafico caratterizzata da una P_{TOT} Molto Elevata è decisamente ridotta rispetto al caso analizzato precedentemente (Fig. 6.5). In particolare, risulta evidente che per valori di I superiori a circa 20.0 mm/h per basse durate e fino a circa 2.0 mm/h per durate più elevate, la P_{TOT} passa a valori medi-bassi. Mentre la P_{TOT} resta Elevata e Molto Elevata per durate decisamente elevate e per bassi valori di intensità (fino a 2.0 mm/h) e per durate inferiori, con intensità variabile tra i 3.0 e i 20.0 mm/h. Inoltre, passando da un periodo di riferimento pari a 10 anni ad uno di 100 anni la fascia che comprende una P_{TOT} Molto Elevata risulta più ampia.

Gli eventi franosi di Salerno (1954) e Sarno (1998) vengono collocati sui grafici di Figura 6.6 sulla base delle caratteristiche pluviometriche dell'evento innescante. L'evento di Salerno (1954) risulta caratterizzato da valori di intensità elevati, per cui la probabilità di occorrenza risulta Bassa, anche per una finestra temporale di riferimento pari a 100 anni. Invece, gli eventi che hanno coinvolto i Monti di Sarno il 5-6 Maggio 1998 rientrano in una probabilità di occorrenza Media.

La Figura 6.7 mostra i valori di P_{TOT} calcolati per un periodo di pioggia antecedente (P_a) pari a 4 giorni per intervalli temporali di 10 anni (a), 50 anni (b) e 100 anni (c); P_a pari a 9 giorni per 10 anni (d), 50 anni (e) e 100 anni (f); P_a pari a 29 giorni per 10 anni (g), 50 anni (h) e 100 anni (i) e per P_a pari a 59 giorni per 10 anni (j), 50 anni (k) e 100 anni (l).

Anche in questo caso, è possibile vedere che la porzione di grafico prima caratterizzata da una P_{TOT} Molto Elevata, adesso è assente per tutti i grafici relativi a piogge antecedenti pari a 4 e 9 giorni, per tutti i periodi di riferimento pari a 10 e 50 anni, ed è nettamente ridotta per pioggia antecedente pari a 29 e 59 giorni e periodo di riferimento pari a 100 anni. Ciò accade perché, come già evidenziato per il precedente modello I-D, aumentando la finestra temporale di riferimento, esiste una maggiore probabilità che possano accadere determinati fenomeni pluviometrici innescanti.

Anche in questo caso, sono stati presi in considerazione gli eventi franosi di Salerno (1954) e Sarno (1998) sulla base delle caratteristiche pluviometriche dell'evento innescante. In particolare, l'evento di Salerno (1954) risulta caratterizzato da valori di pioggia del giorno dell'evento elevati, per cui la probabilità totale di occorrenza ricade nella classe Bassa, anche per una finestra temporale di riferimento pari a 100 anni. Diversamente, gli eventi che hanno coinvolto i Monti di Sarno il 5-6 Maggio 1998 rientrano in una probabilità di occorrenza Media se si considerano

piogge antecedenti per 4 e 9 giorni per tutti i tempi di riferimento, e 29 e 59 giorni un tempo di riferimento di 10 anni, passando poi ad una probabilità Medio-Alta considerando 29 e 59 giorni di pioggia antecedente e un tempo di riferimento di 50, 100 anni.

Ancora una volta è stato deciso di confrontare i risultati ottenuti sperimentalmente con quelli già noti in letteratura, ed in particolare con le soglie pluviometriche I-D fisicamente basate che considerano come condizione idrologica antecedente dei depositi piroclastici quella tipica della stagione estiva e quella della stagione invernale, sviluppate da Napolitano et al. (2016) (Fig. 6.8).

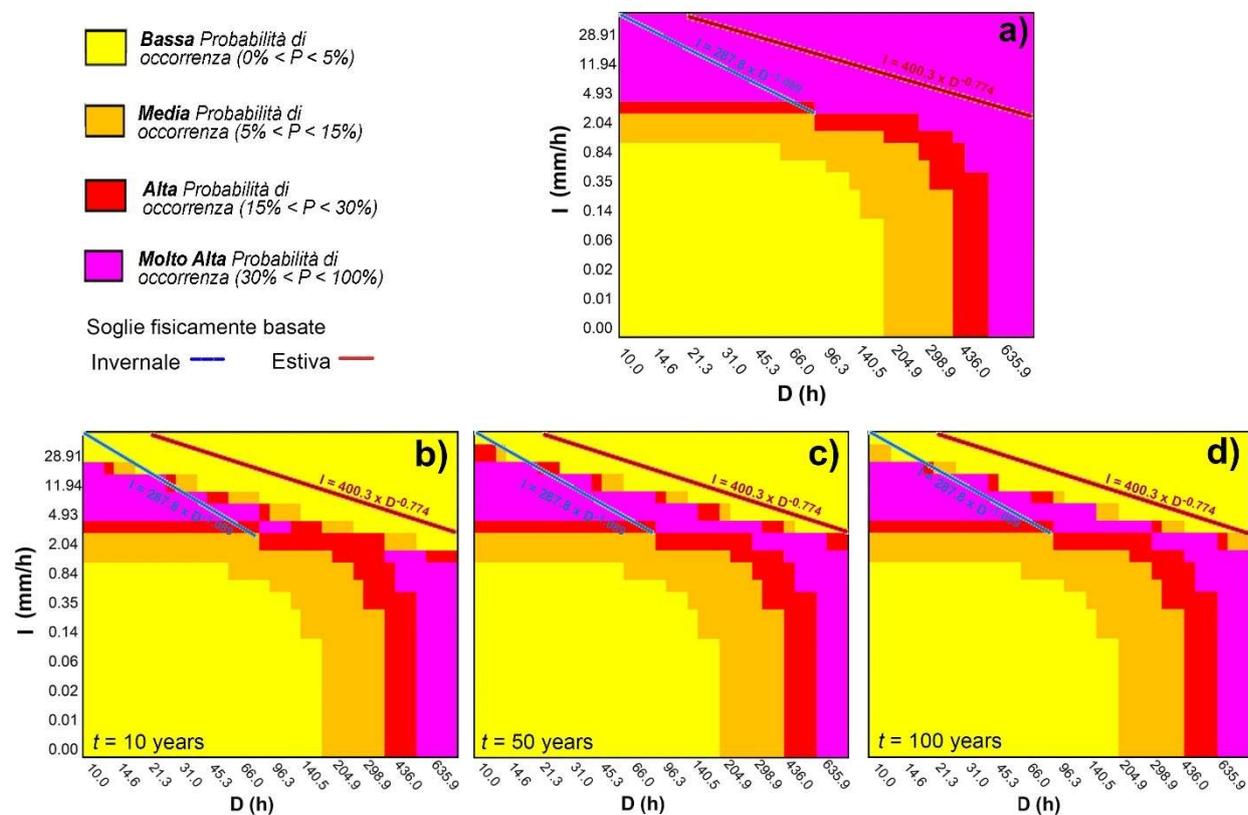


Figura 6.8: Confronto tra modello probabilistico stimato per il modello empirico di tipo I-D e le soglie pluviometriche fisicamente basate (I-D) per differenti condizioni idrologiche antecedenti (invernale ed estiva) (Napolitano et al., 2016).

Considerando solo la probabilità di occorrenza del fenomeno franoso (Fig. 6.8a), le soglie pluviometriche fisicamente basate si collocano nella porzione del grafico a più elevata probabilità di innesco. In relazione invece ai periodi di riferimento di 10 (Fig. 6.8b), 50 (Fig. 6.8c) e 100 (Fig. 6.8d) anni, la soglia fisicamente basata che identifica le condizioni antecedenti estive si colloca

sempre nella porzione superiore del grafico in cui la probabilità risulta Bassa per effetto degli elevati valori di intensità e/o durata. La soglia invernale invece va a collocarsi nella fascia a più alta probabilità di occorrenza, confermando in questo caso, che le condizioni critiche qui individuate hanno un andamento simile a quello identificato in termini deterministici, fornendo in più un'informazione circa la probabilità con cui può innescarsi un fenomeno franoso con pioggia avente tempo di ritorno compresa nell'intervallo di riferimento.

6.2. Soglie pluviometriche fisicamente basate e stima della probabilità composta da frana

La modellazione idrologica dei depositi piroclastici per la determinazione delle soglie pluviometriche e la stima della frequenza di accadimento delle condizioni idrologiche critiche ai fini della stabilità, è stata condotta a partire da modelli morfostratigrafici generalizzati per acclività pari a 35°, 40° e 45° sia per i Monti di Sarno che per i Monti Lattari. Nel dettaglio sono state condotte due serie di modellazioni idrologiche: la prima in riferimento a dati di *input* derivanti dal bilancio idrico della copertura piroclastica, e la seconda in considerazione di eventi di pioggia ad intensità costante, a partire da differenti condizioni idrologiche iniziali (condizioni antecedenti).

6.2.1. Soglie deterministiche Intensità – Durata (I-D)

La modellazione idrologica restituisce l'andamento del regime idrologico della copertura piroclastica nel tempo, sulla base dell'assetto morfostratigrafico del modello, delle condizioni iniziali di pressione di poro e delle caratteristiche di intensità pluviometrica simulata. In questo caso, sono state simulate cinque differenti intensità di pioggia, pari a 2.5, 5, 10, 20 e 40 mm/h e condizioni iniziali di pressione di poro imposte al top ed al bottom del modello, per valori da -8.2 m (-80.4 kPa) a -5.0 m (-49 kPa) per la condizione estiva; e da -0.33 m (-3.2 kPa) a -0.75 m (-7.3 kPa) per la condizione invernale (da Fusco et al., 2017).

Analizzando le condizioni sia morfostratigrafiche che pluviometriche critiche per la stabilità dei pendii analizzati (Fig. 6.9), è stato possibile definire delle soglie idrologiche deterministiche, differenziandole in base alle condizioni iniziali di pressione di poro in: soglia invernale e soglia

estiva (Tufano et al., 2016; De Vita et al., 2017; 2018), in considerazione della durata critica degli eventi pluviometrici innescanti (Tab. 6.1).

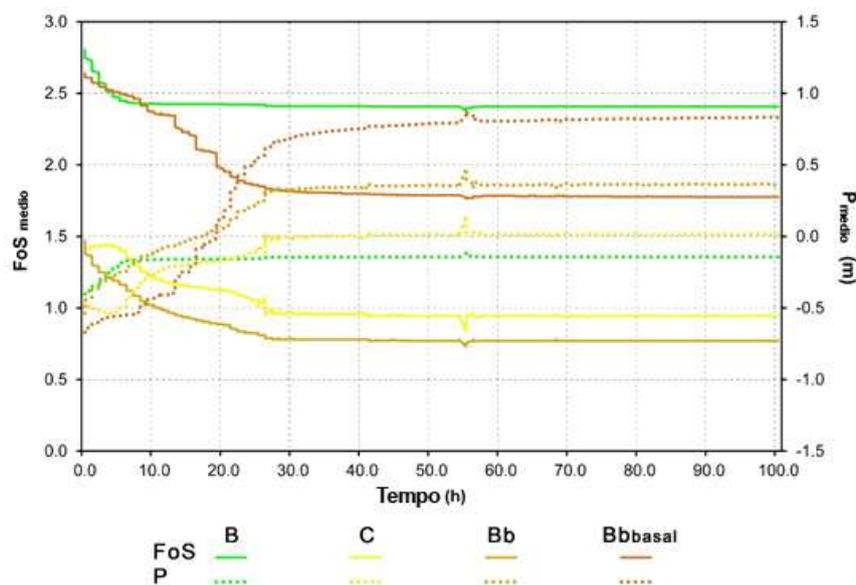


Figura 6.9: Esempio di andamento temporale del fattore di sicurezza (FoS) e della pressione di poro (P) simulato per ciascun orizzonte della copertura piroclastica per il modello di acclività 40° dei Monti di Sarno, con un'intensità di pioggia costante di 20 mm/h e condizioni idrologiche antecedenti invernali.

Condizioni idrologiche antecedenti invernali						
Angolo di pendio	Monti di Sarno			Monti Lattari		
	35°	40°	45°	35°	40°	45°
I (mm/h)	Durata (h)					
2.5	-	-	20.2	-	-	22.2
5	-	32.8	11.2	-	-	11.0
10	-	13.8	6.7	-	25.3	5.3
20	-	7.3	4.0	-	13.5	2.7
40	-	4.8	2.3	-	8.0	1.3
Condizioni idrologiche antecedenti estive						
Angolo di pendio	Monti di Sarno			Monti Lattari		
	35°	40°	45°	35°	40°	45°
I (mm/h)	Durata (h)					
2.5	-	-	107.8	-	-	74.8

5	-	-	54.3	-	-	35.8
10	-	66.2	27.8	-	63.5	17.8
20	-	36.3	14.8	-	37.2	9.2
40	-	19.2	7.8	-	31.8	4.3

Tabella 6.1: Durate (ore) degli eventi piovosi con intensità costante (2,5, 5, 10, 20 e 40 mm / h) che determinano un fattore di sicurezza minore dell'unità per i modelli con acclività pari a 35°, 40° e 45° (Monti Sarno e Lattari), rispettivamente relative alle condizioni idrologiche antecedenti estive e invernali.

Il database degli eventi pluviometrici, utilizzato per lo sviluppo delle soglie empiriche nella precedente fase, è stato anche qui utilizzato per la rappresentazione grafica degli eventi ed in particolare tenendo in considerazione la stagione di occorrenza, al fine di ottenere un confronto visivo con le soglie fisicamente basate (Fig. 6.10).

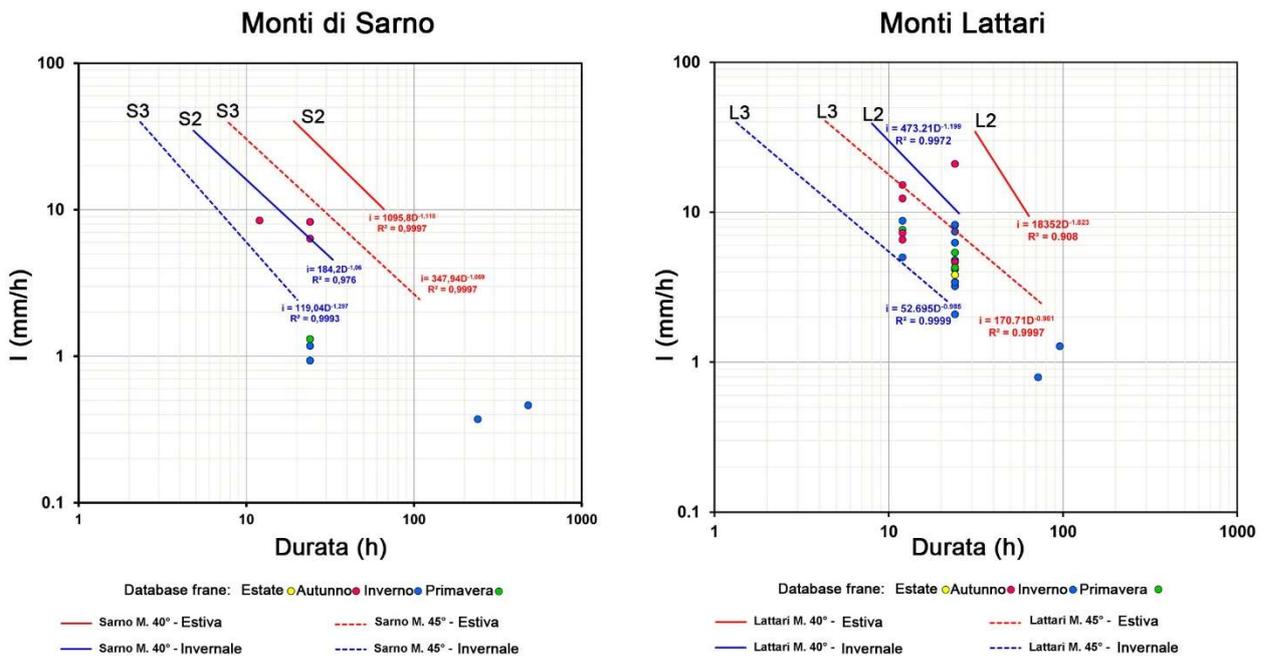


Figura 6.10: Soglie pluviometriche fisicamente basate sviluppate per l'area dei Monti di Sarno e Lattari, da diverse condizioni idrologiche iniziali e per diversi assetti morfostratigrafici di pendii generalizzati. Il colore rosso individua le soglie estive, mentre il blu quelle invernali, inoltre, la linea tratteggiata identifica un'inclinazione dell'angolo di pendio di 45° mentre quella continua di 40°. Sono inoltre riportati anche gli eventi franosi storici, suddivisi sulla base della stagione di occorrenza.

L'analisi delle soglie idrologiche deterministiche mette in evidenza l'influenza in termini di stabilità di alcuni fattori chiave come l'inclinazione del pendio, l'intensità/durata delle precipitazioni e la condizione idrologica antecedente della copertura piroclastica. È comunque necessario precisare che, in questa fase dell'attività di ricerca, sono stati presi in considerazione modelli di versante rappresentativi di condizioni di sito semplificate e idealizzate in modelli concettuali, con andamento parallelo al substrato carbonatico. Questo esclude alcune situazioni locali che nella realtà esistono lungo il versante, come ad esempio i tagli stradali o le cornici di morfoselezione, dove sussistono variazioni degli angoli di pendio, di spessori e/o la scomparsa degli orizzonti. Inoltre, il possibile contributo a favore della stabilità dato dagli apparati radicali e l'aliquota d'acqua persa durante un evento pluviometrico per effetto dell'intercettazione fogliare non sono stati considerati.

L'analisi delle soglie pluviometriche di Figura 6.10 mostra una ben evidente traslazione delle soglie che identificano un'acclività di 40° o 45° verso tempi di accadimento più brevi da una condizione iniziale di pressione di poro tipica del periodo estivo, a quella del periodo invernale. Per la soglia estiva riferita ai 40° Monti di Sarno si passa, infatti, da una durata critica dell'evento pluviometrico meno intenso di 66.2 h, a una durata critica di 13.8 h se si considera la soglia invernale. Questo perché, nei terreni aventi una condizione iniziale di pressione di poro già bassa (prossima allo zero), esiste già un elevato contenuto d'acqua, per cui essi tendono ad avere una minor resistenza al taglio, sia per effetto della scomparsa del contributo della coesione apparente, sia per un aumento del peso di volume.

Esistono anche delle differenze tra le soglie che identificano pendii ad inclinazione di 40° e 45° per i Monti di Sarno rispetto a quelle per i pendii con la stessa inclinazione per i Monti Lattari. Rispetto alla condizione tipica del periodo invernale della coltre, è possibile notare che, per i Monti di Sarno, con un'intensità di pioggia pari a 10 mm/h, ed un pendio inclinato 40° , l'instabilità avviene dopo 4.0 ore; mentre per un pendio inclinato 45° dopo 2.5 ore. A parità di condizioni iniziali e pluviometriche, per i Monti Lattari questa instabilità avviene dopo 8.0 ore per il pendio ad inclinazione 40° e dopo poco più di 1 ora per quello inclinato 45° . Esiste quindi una differenza, in termini di ore ed a parità di intensità di pioggia, affinché possa esserci un'instabilità, per i due ambiti morfologici considerati. Infatti, l'instabilità avviene prima per i Monti Lattari rispetto ai Monti di Sarno per angolo di pendio pari a 45° e viceversa nel caso si considerino pendii a minore inclinazione.

Sempre da Figura 6.10 è evidente come la maggior parte dei fenomeni franosi derivanti dal database avviene nella stagione autunnale (bordeaux) o in quella invernale (blu), quando i valori di pressione di poro tendono ad abbassarsi per effetto delle precipitazioni, che hanno comunque in genere una durata compresa tra le 12 e le 24 ore. Le frane storiche si pongono sempre al di sotto delle soglie estive per i Monti di Sarno e quasi tutte per i Monti Lattari, per entrambi gli angoli di pendio. Nel caso si consideri la condizione iniziale invernale, le soglie riferite ad un'inclinazione di 40° tendono a posizionarsi più in basso ma sempre al di sopra della maggior parte dei fenomeni franosi, mentre le soglie per angolo di pendio 45° seguono l'andamento dei fenomeni franosi nel caso dei Monti di Sarno o ne tracciano un inviluppo inferiore in quello dei Monti Lattari.

Per la validazione delle soglie deterministiche è stato scelto di effettuare un confronto con le soglie idrologiche (sia empiriche che fisicamente basate) già presenti in letteratura. Sono state prese a riferimento le soglie empiriche proposte da Guadagno (1991) e da Calcaterra et al. (2000), e le soglie deterministiche proposte da Napolitano et al. (2016) per le condizioni idrologiche antecedenti estive e invernali (Fig. 6.11).

Dal confronto è possibile innanzitutto vedere come la soglia pluviometrica empirica sviluppata da Guadagno (1991) si posizioni in relazione alle soglie sviluppate. Nel caso in cui il valore di pressione di poro iniziale è quello caratteristico della stagione estiva, la soglia empirica si colloca pressappoco in prossimità della soglia pluviometrica deterministica sviluppata per il pendio ad inclinazione 40° rappresentativo dei Monti di Sarno. Questo soprattutto per intensità più bassa di pioggia e durate critiche più lunghe. Nel caso dei Monti Lattari, la soglia sviluppata da Guadagno (1991) è sempre vicina a quella determinata per il pendio ad inclinazione 40° , ma in questo caso le due soglie risultano essere più vicine per valori maggiori di intensità e basse durate. Nel caso dei valori iniziali di pressione di poro tipici della stagione invernale si ha che, la soglia sviluppata da Guadagno (1991), presenta valori molto più vicini a quelli caratteristici delle soglie deterministiche dei pendii inclinati 45° sia per quanto riguarda i Monti di Sarno che per i Monti Lattari.

Dal confronto con la soglia pluviometrica empirica sviluppata da Calcaterra et al. (2000), si evince come, nel caso di pressione di poro iniziale tipica invernale, le soglie sviluppate sia per i Monti di Sarno, che per i Monti Lattari, si collocano tutte al di sopra di essa e con una diversa inclinazione, anche piuttosto marcata. Per il caso della condizione di pressione di poro iniziale estiva è possibile notare che le soglie pluviometriche rappresentative dei pendii ad inclinazione 40° , sia per i Monti

di Sarno che per i Monti Lattari, si avvicinano alla soglia di Calcaterra et al. (2000), e si intersecano ad essa per più bassi quantitativi di pioggia.

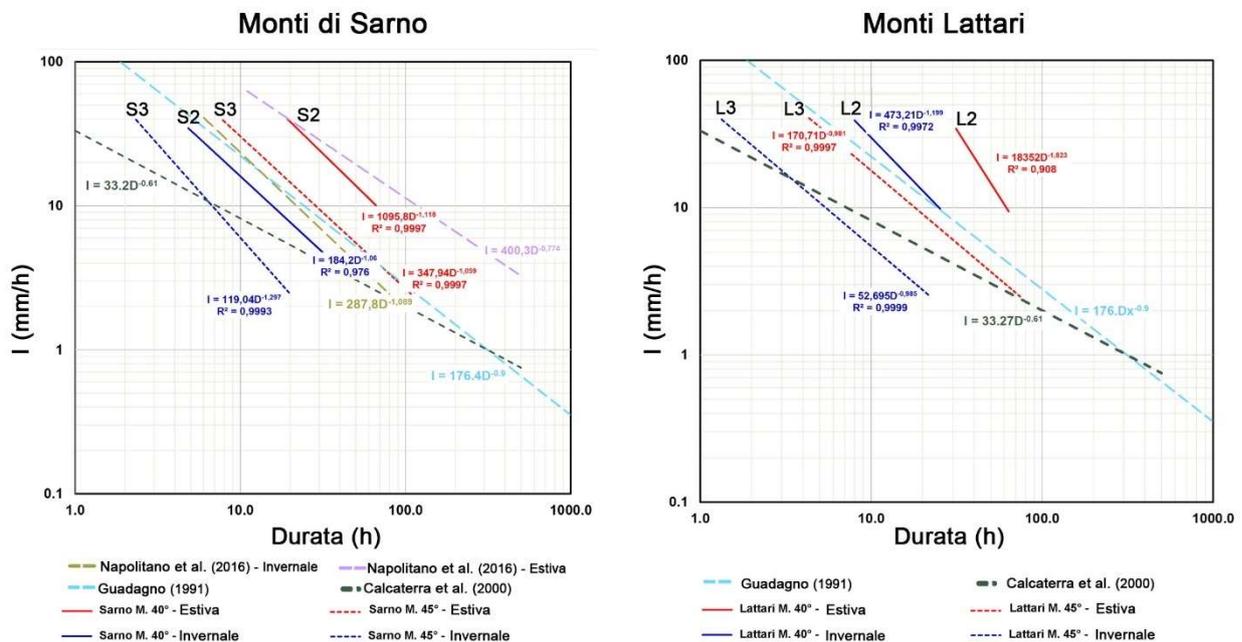


Figura 6.11: Soglie pluviometriche fisicamente basate sviluppate per l'area dei Monti di Sarno e Lattari, da diverse condizioni idrologiche iniziali e per diversi assetti morfostratigrafici di pendii generalizzati. Il colore rosso individua le soglie estive, mentre il blu quelle invernali, inoltre, la linea tratteggiata identifica un'inclinazione dell'angolo di pendio di 45° mentre quella continua di 40°.

Il confronto con le soglie pluviometriche deterministiche sviluppate da Napolitano et al. (2016) è stato effettuato solo per le soglie sviluppate per l'areale dei Monti di Sarno, a cui esse si riferiscono. Per la condizione simulata in cui i valori iniziali di pressione di poro sono quelli tipici estivi, la soglia sviluppata da Napolitano et al. (2016) si colloca al disopra di tutte le altre, compresa quella rappresentativa del pendio inclinato 45° che va ad incrociare. Anche nel caso dei valori di pressione di poro iniziale tipici del periodo invernale, la soglia di Napolitano et al. (2016) si colloca ancora una volta al disopra delle altre soglie e questa volta in modo più marcata e parallela alla soglia rappresentativa del pendio inclinato 45°.

Alla luce dei confronti appena effettuati risulta opportuno sottolineare le differenze esistenti tra le soglie sviluppate dai diversi Autori. In particolare, le soglie proposte da Guadagno (1991), Calcaterra et al. (2000) seguono l'approccio empirico e sono state realizzate mediante

l'interpolazione di dati di intensità e durata di eventi pluviometrici avvenuti per l'intero areale peri-vesuviano. Le soglie sviluppate da Napolitano et al. (2016) sono invece specifiche per situazioni reali di frana occorse nell'areale dei Monti di Sarno.

Per una migliore comprensione dei risultati ottenuti è stato deciso di effettuare un confronto anche tra la probabilità calcolata a partire dal metodo empirico di correlazione intensità-durata e le soglie pluviometriche fisicamente basate appena determinate per i Monti di Sarno (Fig. 6.12) e per i Monti Lattari (Fig. 6.13).

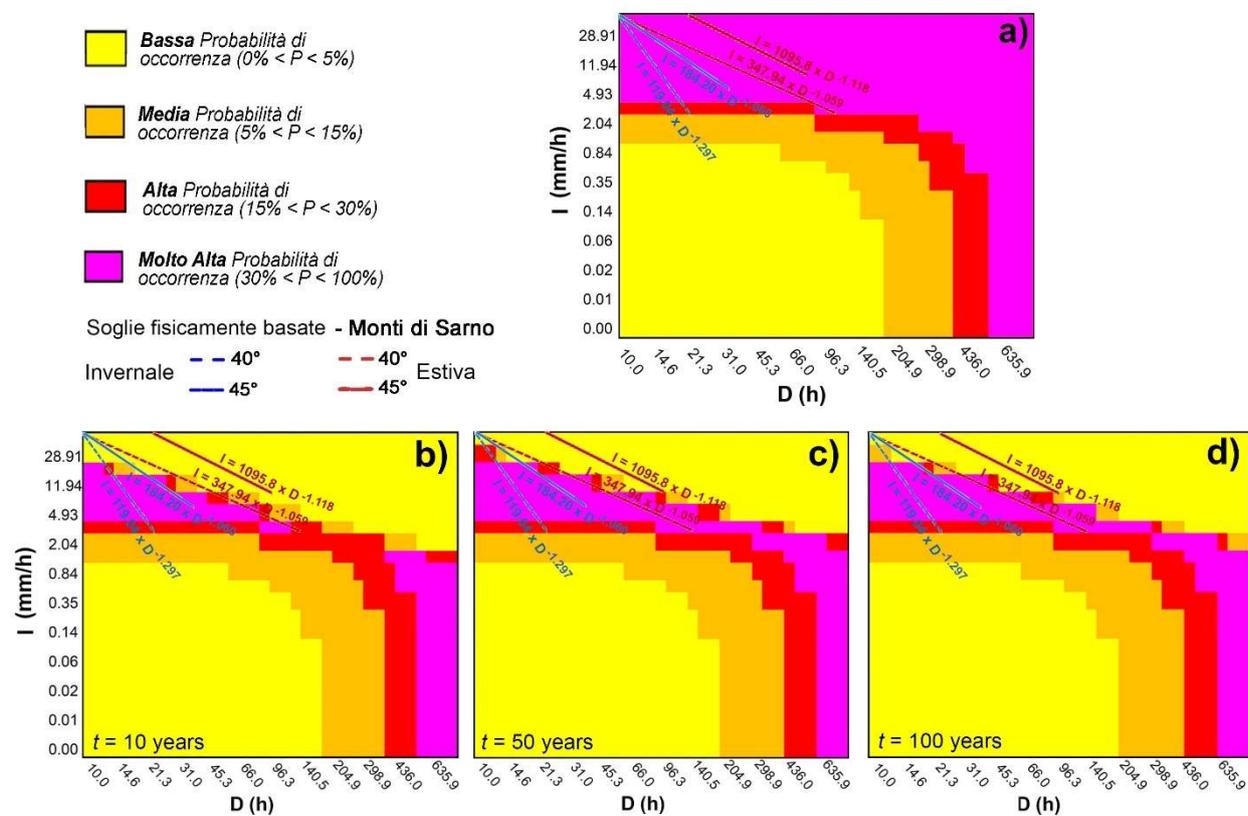


Figura 6.12: Confronto tra modello probabilistico stimato per l'approccio empirico di tipo I-D (a) e in considerazione dei diversi intervalli di tempo pari a 10 anni (b), 50 anni (c) e 100 anni (d), e le soglie pluviometriche fisicamente basate (I-D) per differenti condizioni idrologiche antecedenti (soglia invernale ed estiva) per due condizioni morfostratigrafiche generalizzate (40° e 45° di angolo di pendio), rappresentative dei Monti di Sarno.

Le due figure mostrano come le soglie che identificano le condizioni idrologiche antecedenti invernali si collocano sempre nella zona a più elevata probabilità di occorrenza, eccetto per la condizione di piogge ad elevata intensità e breve durata. Per quanto invece riguarda le soglie estive, esse tendono a differenziarsi a seconda del fatto che identifichino un pendio inclinato 40° o 45° .

Nello specifico, risulta che esse si collocano entrambe nella zona a probabilità elevata nel caso in cui non si considerino i periodi di ritorno degli eventi pluviometrici innescaanti (Fig. 6.12a e Fig. 6.13a), mentre se consideriamo gli intervalli di 10, 50 e 100 anni notiamo come la soglia che identifica un'inclinazione di pendio pari a 40° si colloca a cavallo tra una probabilità medio-elevata e bassa, mentre la soglia dei 45° è per entrambi gli areali posizionata nella zona del grafico a probabilità bassa di occorrenza del fenomeno franoso.

Inoltre, questa rappresentazione fa sì che non siano particolarmente visibili delle variazioni tra le soglie identificative della condizione generalizzata per i Monti di Sarno rispetto ai Lattari.

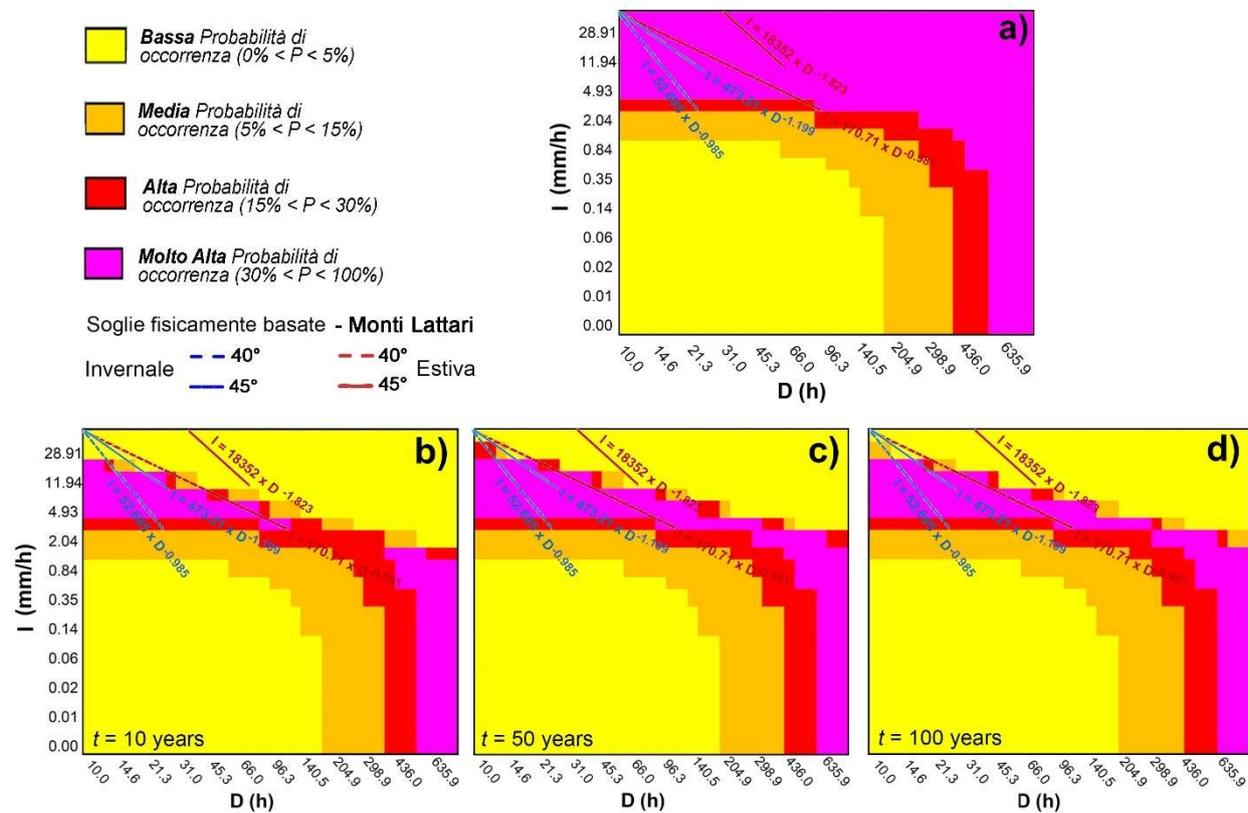


Figura 6.13: Confronto tra modello probabilistico stimato per l'approccio empirico di tipo I-D (a) e in considerazione dei diversi intervalli di tempo pari a 10 anni (b), 50 anni (c) e 100 anni (d), e le soglie pluviometriche fisicamente basate (I-D) per differenti condizioni idrologiche antecedenti (soglia invernale ed estiva) per due condizioni morfostratigrafiche generalizzate (40° e 45° di angolo di pendio), rappresentative dei Monti Lattari.

6.1.1. Probabilità di occorrenza delle condizioni idrologiche critiche

I risultati della modellazione idrologica delle serie storiche di precipitazioni analizzati mediante bilancio idrologico condotta per i modelli generalizzati dei Monti di Sarno e dei Monti Lattari, hanno consentito un'analisi statistica della probabilità di occorrenza di valori di pressione di poro critici ai fini della stabilità del versante. Nello specifico, questa analisi ha avuto lo scopo di determinare le frequenze di accadimento delle pressioni di poro esistenti nella copertura piroclastica durante tutto l'anno idrologico (Fig. 6.14a-b).

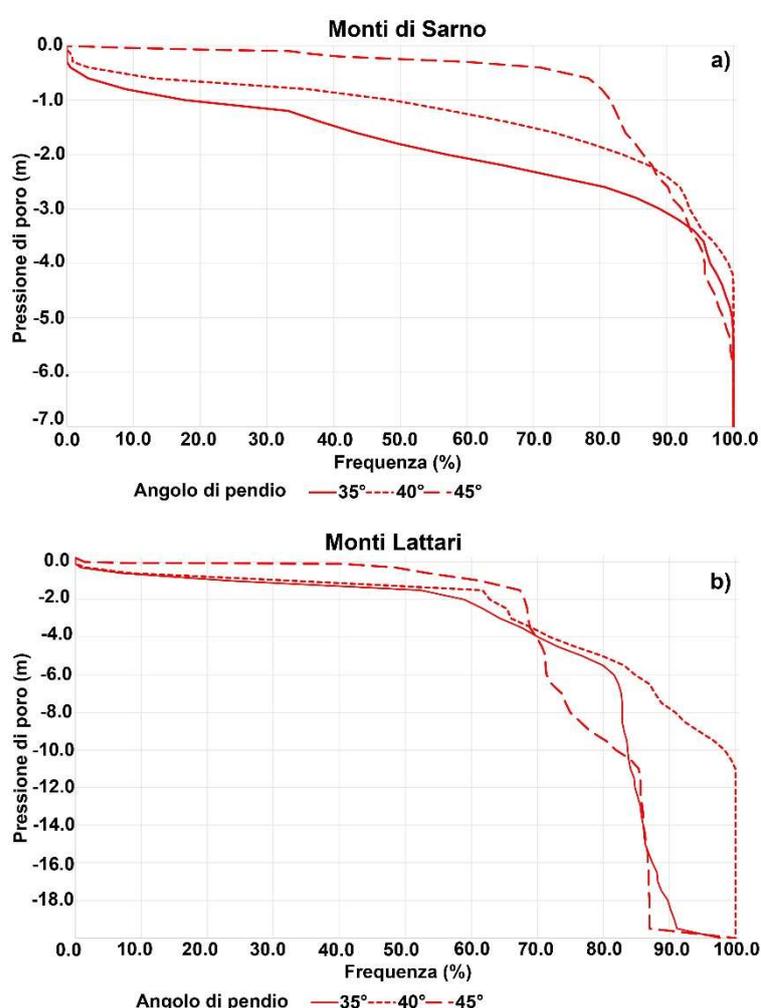


Figura 6.14: Curve di frequenza dei valori di pressione di poro derivanti dalla modellazione idrologica delle condizioni morfostratigrafiche generalizzate per i Monti di Sarno e Lattari, a partire da valori di input pluviometrico derivante dal bilancio idrologico.

La stima della probabilità di occorrenza delle condizioni idrologiche antecedenti critiche rappresenta un punto chiave nella stima della probabilità di accadimento dei fenomeni franosi, soprattutto in relazione alla comprovata importanza del regime idrologico della copertura piroclastica (Napolitano et al., 2016; Fusco et al., 2017).

Nel caso dei Monti di Sarno (Fig. 6.14a) si ha un intervallo di pressione di poro, che varia circa tra -5.5 m a -7.0 m, cui corrisponde il 100% di frequenza, per tutte e tre le condizioni morfologiche. Inoltre, per lo stesso valore di pressione di poro la frequenza aumenta passando dalla condizione morfostratigrafica rappresentativa dei 35° a quella dei 45°. Nel caso dei Monti Lattari (Fig. 6.14b) la situazione cambia leggermente. Il 100% della frequenza si ha per un intervallo che va da -11.0 m a -20.0 m soltanto nel caso di condizione morfostratigrafica rappresentativa dei 40°. Per 35° e 45° il picco maggiore è raggiunto dall'intervallo che va da -19.0 m a -20.0 m circa, con una frequenza che oscilla tra l'85% e il 100%. Circa il 60% si ha per l'intervallo di pressione di poro che varia tra 0.0 e -1.0 m.

Considerando quindi un valore di pressione di poro critica pari a -0.50 m, ritenuto tipico delle aree in cui hanno avuto innesco le frane superficiali del 5-6 Maggio 1998 (Fusco et al., 2017), è stata stimata la probabilità annuale che la coltre si trovi nella condizione antecedente l'innesco identificata dal valore critico di pressione di poro (-0.50 m). In Tabella 6.2 sono sintetizzati i valori di probabilità annuale determinati grazie all'analisi di frequenza (P_{CA}).

Pressione di poro (m)	Monti di Sarno			Monti Lattari		
	35°	40°	45°	35°	40°	45°
-0.50	0.54%	3.24%	67.86%	6.92%	8.44%	53.39%

Tabella 6.2: Valori di probabilità annuale (P_{AC}) delle condizioni idrologiche antecedenti per i Monti di Sarno e Lattari e le diverse condizioni morfostratigrafiche dei modelli generalizzati, per una pressione di poro critica di riferimento pari a -0.50 m.

6.1.2. Stima della probabilità composta da frana

Per la stima della probabilità composta da frana sono state prese in considerazione due fondamentali probabilità di occorrenza, ritenute mutuamente indipendenti: quella per cui un certo versante possa trovarsi in condizioni idrologiche antecedenti sfavorevoli (in questo caso con una

pressione di poro considerata pari a -0.50 m) e, se esiste tale condizione, quella per cui possa verificarsi un dato evento pluviometrico critico (identificato dalle soglie pluviometriche deterministiche stimate dalla modellazione idrologica).

Gli eventi pluviometrici critici per l'instabilità sono stati determinati sia per i Monti di Sarno che per i Monti Lattari, e per i modelli morfostratigrafici generalizzati relativi a 40° e 45° , a partire da condizioni idrologiche iniziali della copertura piroclastica tipiche della stagione estiva ed invernale. Per ognuna di queste condizioni è stato stimato il periodo di ritorno (T) dell'evento pluviometrico critico, utilizzando le formulazioni derivanti dal modello VAPI (Rossi & Villani, 1994) e di conseguenza la probabilità annuale di occorrenza (P_{EC}).

In Tabella 6.3 e Tabella 6.4 sono sintetizzati i tempi di ritorno e le probabilità di occorrenza delle diverse condizioni pluviometriche innescanti appena descritte.

Monti di Sarno				
S2 - Angolo di pendio 40° - Condizione invernale				
Intensità (mm/h)	Durata (h)	Ptot (mm)	T (a)	P_{EC}
5	32.8	164	2.4	42.05%
10	13.8	138	3.4	29.74%
20	7.3	147	10.3	9.76%
40	4.8	193	150.3	0.67%
S3 - Angolo di pendio 45° - Condizione invernale				
Intensità (mm/h)	Durata (h)	Ptot (mm)	T (a)	P_{EC}
2.5	20.2	50	1.3	79.07%
5	11.2	56	1.2	80.20%
10	6.7	67	1.4	69.43%
20	4.0	80	2.7	37.10%
40	2.3	93	10.7	9.38%

Monti di Sarno				
S2 - Angolo di pendio 40° - Condizione estiva				
Intensità (mm/h)	Durata (h)	Ptot (mm)	T (a)	P_{EC}
10	66.2	662	1607.4	0.06%
20	36.3	727	61986.9	0.00%

40	19.2	767	5789620.4	0.00%
S3 - Angolo di pendio 45° - Condizione estiva				
Intensità (mm/h)	Durata (h)	Ptot (mm)	T (a)	P_(EC)
2.5	107.8	270	2.9	34.80%
5	54.3	272	6.3	15.79%
10	27.8	278	22.2	4.51%
20	14.8	297	154.9	0.65%
40	7.8	313	2171.6	0.05%

Tabella 6.3: Periodo di ritorno (T) e valori di probabilità annuale di occorrenza dell'evento pluviometrico innescante (P_{EC}) per l'areale dei Monti di Sarno a partire da condizioni idrologiche antecedenti tipiche del periodo invernale ed estivo e per le diverse condizioni morfostratigrafiche dei modelli generalizzati (40° e 45°).

Monti Lattari				
L2 - Angolo di pendio 40° - Condizione invernale				
Intensità (mm/h)	Durata (h)	Ptot (mm)	T (a)	P_(EC)
10	25.3	253	15.7	6.37%
20	13.5	270	98.7	1.01%
40	8.0	320	2490.6	0.04%
L3 - Angolo di pendio 45° - Condizione invernale				
Intensità (mm/h)	Durata (h)	Ptot (mm)	T (a)	P_(EC)
2.5	22.2	55	1.0	100.00%
5	11.0	55	1.0	98.89%
10	5.3	53	1.1	88.32%
20	2.7	53	1.5	64.72%
40	1.3	53	3.2	31.42%
Monti Lattari				
L2 - Angolo di pendio 40° - Condizione estiva				
Intensità (mm/h)	Durata (h)	Ptot (mm)	T (a)	P_(EC)
10	63.5	635	1233.1	0.08%
20	37.2	743	75851.5	0.00%
40	31.8	1273	6389308063.2	0.00%
L3 - Angolo di pendio 45° - Condizione estiva				

Intensità (mm/h)	Durata (h)	P_{tot} (mm)	T (a)	P_(EC)
2.5	74.8	187	1.5	65.30%
5	35.8	179	2.5	40.77%
10	17.8	178	5.6	17.96%
20	9.2	183	20.6	4.85%
40	4.3	173	91.7	1.09%

Tabella 6.4: Periodo di ritorno (T) e valori di probabilità annuale (P_{EC}) di occorrenza dell'evento pluviometrico innescante per l'areale dei Monti Lattari a partire da condizioni idrologiche antecedenti tipiche del periodo invernale ed estivo e per le diverse condizioni morfostratigrafiche dei modelli generalizzati (40° e 45°).

Da un'analisi speditiva dei valori ottenuti è possibile affermare che le probabilità annuali di occorrenza più elevate si registrano per pendenze maggiori e soprattutto a partire da condizioni idrologiche antecedenti tipiche della stagione invernale.

La probabilità composta (P) a questo punto è data dal prodotto tra la probabilità di una condizione idrologica antecedente pari a -0.50 m di pressione di poro (P_{AC}) e le probabilità di occorrenza dell'evento pluviometrico critico (P_{EC}). I risultati di questa analisi sono schematizzati in Tabella 6.5 e Tabella 6.6.

Monti di Sarno				
S2 - Angolo di pendio 40° - Condizione invernale				
P_{AC} (%)	Intensità (mm/h)	Durata (h)	T (a)	P (%)
3.24	5	32.8	73.5	1.36
	10	13.8	103.9	0.96
	20	7.3	316.7	0.32
	40	4.8	4644.5	0.02
S3 - Angolo di pendio 45° - Condizione invernale				
P_{AC} (%)	Intensità (mm/h)	Durata (h)	T (a)	P (%)
67.86	2.5	20.2	1.9	53.65
	5	11.2	1.8	54.42
	10	6.7	2.1	47.11
	20	4.0	4.0	25.18

	40	2.3	15.7	6.36
Monti di Sarno				
S2 - Angolo di pendio 40° - Condizione estiva				
PAC (%)	Intensità (mm/h)	Durata (h)	T (a)	P (%)
3.24	10	66.2	5.0E+04	2.0E-05
	20	36.3	1.9E+06	5.2E-07
	40	19.2	1.8E+08	5.6E-09
S3 - Angolo di pendio 45° - Condizione estiva				
PAC (%)	Intensità (mm/h)	Durata (h)	T (a)	P (%)
67.86	2.5	107.8	4.2	23.61
	5	54.3	9.3	10.71
	10	27.8	32.7	3.06
	20	14.8	228.2	0.44
	40	7.8	3.20E+03	0.03

Tabella 6.5: Periodo di ritorno (T) e valori di probabilità finale (P) da frana per l'areale dei Monti di Sarno a partire da condizioni idrologiche antecedenti tipiche del periodo invernale ed estivo e per le diverse condizioni morfostratigrafiche dei modelli generalizzati (40° e 45°).

Monti Lattari				
L2 - Angolo di pendio 40° - Condizione invernale				
PAC (%)	Intensità (mm/h)	Durata (h)	T (a)	P (%)
8.44	10	25.3	186.0	0.54
	20	13.5	1169.4	0.09
	40	8.0	3.0E+04	0.003
L3 - Angolo di pendio 45° - Condizione invernale				
PAC (%)	Intensità (mm/h)	Durata (h)	T (a)	P (%)
53.39	2.5	22.2	1.8	55.22
	5	11.0	1.9	52.79
	10	5.3	2.1	47.16
	20	2.7	2.9	34.55
	40	1.3	6.0	16.78

Monti Lattari				
L2 - Angolo di pendio 40° - Condizione estiva				
P_{AC} (%)	Intensità (mm/h)	Durata (h)	T (a)	P (%)
8.44	10	63.5	1.5E+04	6.8E-05
	20	37.2	9.0E+05	1.1E-06
	40	31.8	7.6E+10	1.3E-11
L3 - Angolo di pendio 45° - Condizione estiva				
P_{AC} (%)	Intensità (mm/h)	Durata (h)	T (a)	P (%)
53.39	2.5	74.8	2.9	34.86
	5	35.8	4.6	21.77
	10	17.8	10.4	9.59
	20	9.2	38.6	2.59
	40	4.3	171.8	0.58

Tabella 6.6: Periodo di ritorno (T) e valori di probabilità finale (P) da frana per l'areale dei Monti Lattari a partire da condizioni idrologiche antecedenti tipiche del periodo invernale ed estivo e per le diverse condizioni morfostratigrafiche dei modelli generalizzati (40° e 45°).

Partendo dalle sostanziali differenze che contraddistinguono le condizioni iniziali cui ci si riferisce, sono evidenti le probabilità decisamente più basse per i pendii ad inclinazione 40° ed in generale verso piogge a più bassa intensità. In particolare, considerando la sola inclinazione del pendio pari a 40° si hanno probabilità che in ogni caso risultano essere molto basse e non superiori al 2%. Discorso differente se si considera l'angolo di pendio di 45° per cui la probabilità raggiunge valori anche al di sopra del 50% di occorrenza. Inoltre, è ben visibile anche una certa differenza tra i due ambiti territoriali (Monti di Sarno e Monti Lattari), strettamente legata agli spessori delle coperture piroclastiche modellate nelle fasi iniziali.

6.2. Modellazione idrologica su scala distribuita: GEOtop

Al fine di estendere la modellazione idrologica dai modelli morfostratigrafici generalizzati a quelli su scala distribuita è stato individuato un areale campione di estensione pari a 0.02 km^2 ed

analizzato in termini idrologici e di stabilità mediante l'utilizzo del codice di calcolo GEOtop (Rigon et al., 2006). L'areale campione, qui definito bacino computazionale, è stato selezionato sulla base dell'esistenza, al suo interno, di particolari caratteristiche morfologiche, ovvero zone ad elevata acclività, vicinanza alle discontinuità della copertura piroclastica (scarpate rocciose) e zone in cui lo spessore della copertura si riduce fortemente. Questo perché tali zone rappresentano le aree di comune innesco di frane superficiali di tipo scorrimento-colata e sono, quindi, le zone più sensibili da considerare ai fini della gestione della pericolosità da questo tipo di fenomeno.

Il codice di calcolo GEOtop è stato scelto poiché è in grado di modellare le variazioni morfologiche e di spessore della copertura piroclastica oltre a considerare anche la variabilità orizzontale in termini di caratteristiche idrologiche e meccaniche.

Il modello è stato calibrato sul bacino computazionale a partire da condizioni idrologiche di inizio simulazione rappresentative del regime idrologico tipico della stagione invernale dei depositi piroclastici. Gli *input* meteorologici al modello sono stati settati sulla base delle intensità e durate ricavate dalla soglia deterministica invernale definita da Napolitano et al. (2016). Tuttavia, è stato necessario imporre al modello un iniziale periodo di drenaggio a gravità, al fine di arrivare ad un riequilibrio delle pressioni di poro che, in generale, tendevano nei primissimi *time step* di simulazione ad assumere valori troppo elevati là dove la copertura si assottiglia fino ad annullarsi. I valori medi di pressione di poro per orizzonte successivi a questo periodo di drenaggio sono stati mostrati in Tabella 5.7.

Considerando quindi intensità di 2.5, 5, 10, 20 e 40 mm/h rispettivamente per durate di 78, 41, 22, 12 e 6 ore, sono stati ottenuti, sia in termini di valori puntuali che di mappe, i valori della distribuzione della pressione di poro per ogni 0.1 mm di profondità.

In Figura 6.15 sono schematizzati i grafici di variazione della pressione di poro per le cinque intensità di pioggia e durate simulate rispetto al punto di osservazione 1, posizionato in corrispondenza di uno spessore della copertura pari a quattro metri, in cui rientrano gli orizzonti B, C e Bb. Inoltre, in Figura 6.16 viene mostrata la mappa della distribuzione di pressione di poro alla fine dell'iniziale periodo di drenaggio a gravità (uguale per tutte le simulazioni) per la profondità campione di 1.2 m, e le mappe di pressione di poro, per le cinque intensità di pioggia simulate, relative all'ultimo *time step* di simulazione.

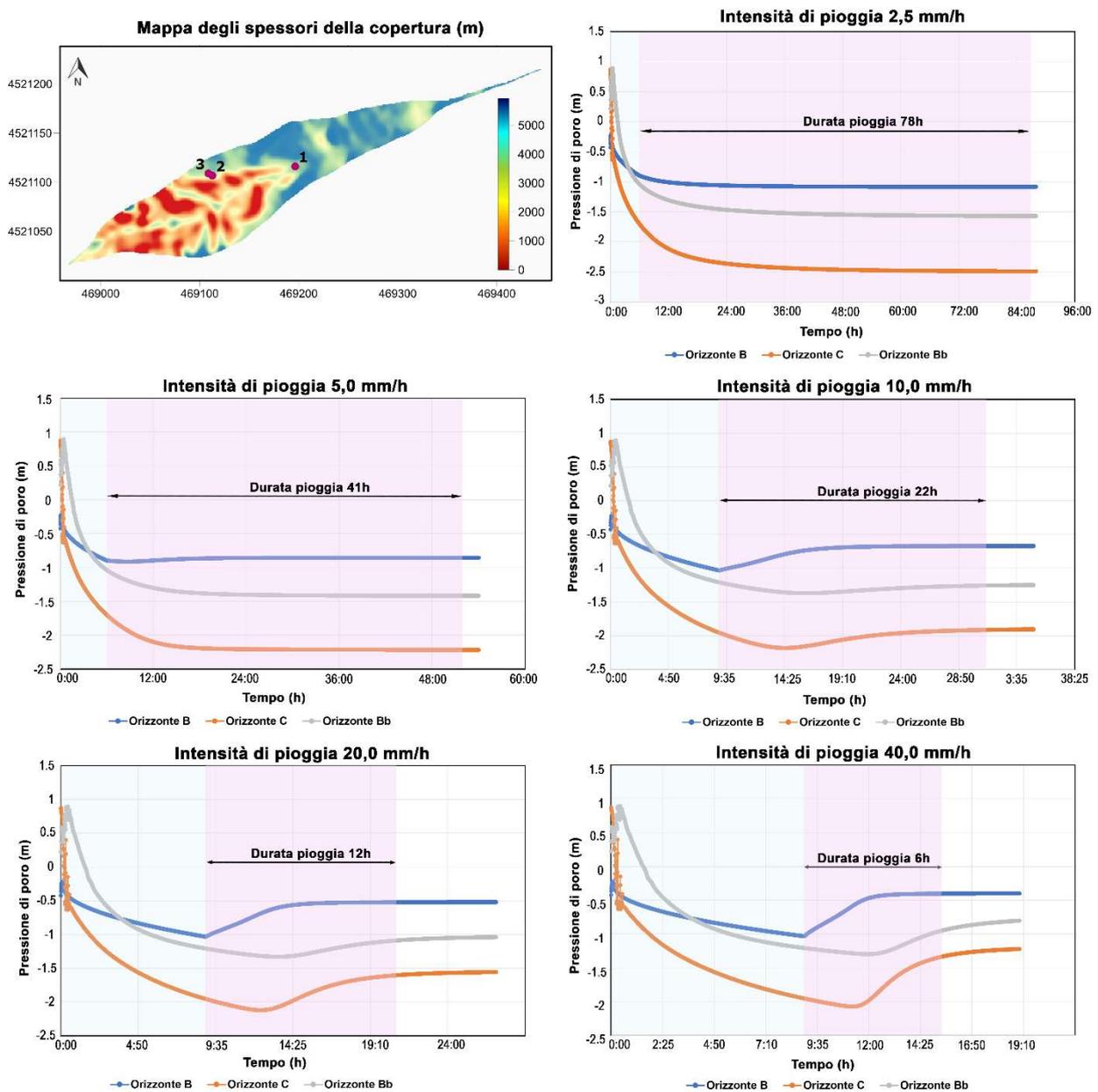


Figura 6.15: Variazione del regime di pressione di poro in relazione alle diverse intensità di pioggia simulata. I valori pressione di poro sono mediati sulla base dell'orizzonte pedologico considerato.

Dai grafici risulta evidente una variazione del regime idrologico legato all'inizio della serie pluviometrica, molto più marcata in corrispondenza delle maggiori intensità. Ed in particolare non sembrano esserci grandi variazioni del regime idrologico per una pioggia pari a 2.5mm/h e 5 mm/h, come mostrato anche dalle mappe di Figura 6.16, probabilmente poiché tale quantità è inferiore rispetto alla capacità di infiltrazione dei terreni piroclastici simulati che riescono ad assorbire i quantitativi idrici senza forti variazioni. Questo viene dimostrato anche dal fatto che i valori di

pressione di poro tendono a stabilizzarsi con il tempo. Bisogna inoltre considerare lo spessore totale della copertura nel punto di osservazione che risulta essere di quattro metri e caratterizzato dall'alternanza di due paleosuoli e un livello di pomici con caratteristiche idrologiche differenti. Lo spessore abbastanza elevato consente la dissipazione delle pressioni che, quindi, per tali intensità di pioggia non aumentano particolarmente.

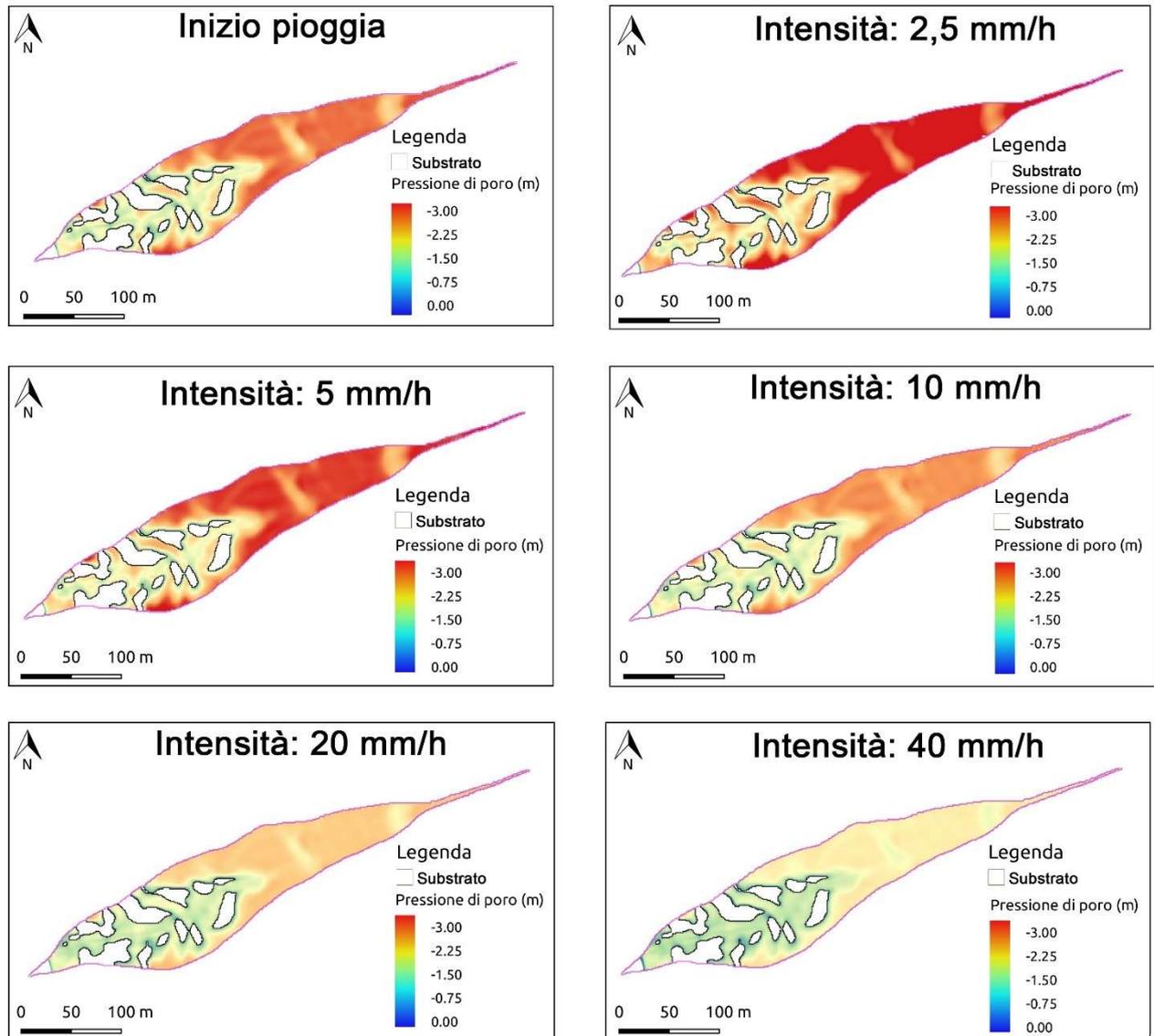


Figura 6.16: Variazione del regime di pressione di poro in riferimento all'ultimo time step dell'iniziale periodo caratterizzato da drenaggio a gravità e per le diverse intensità di pioggia simulata. I valori pressione di poro (in metri) sono riferiti alla profondità di 1,2 metri.

Per le altre intensità di pioggia (10.0, 20.0 e 40.0 mm/h) risulta più evidente una variazione del regime idrologico coincidente con l'inizio dell'evento pluviometrico simulato e più in generale si registra un aumento più marcato delle pressioni di poro per gli orizzonti più superficiali, in quanto essi risentono per primi dell'*input* pluviometrico. Diversamente gli orizzonti sottostanti rispondono in un certo modo e con un certo ritardo all'*input* pluviometrico. Nello specifico, per l'orizzonte C (che rappresenta un orizzonte pomiceo) esiste un aumento di pressione di poro ma poco marcata e abbastanza modulare nel tempo, mentre l'orizzonte Bb (paleosuolo) risponde in modo marcato in relazione ai quantitativi di pioggia similmente al primo orizzonte B, ma in ritardo rispetto alle variazioni idrologiche registrate in quest'ultimo.

6.2.1. *Stima della probabilità all'innescò*

La versione di GEOtop-FS 2.0 oltre a fornire mappe di pressione di poro, restituisce anche le mappe di probabilità all'innescò per ogni intervallo di profondità imposto al dominio computazionale. Il modulo relativo all'analisi di stabilità necessita, come parametri di *input*, delle mappe derivanti dalla precedente fase computazionale, in termini di pressione di poro e contenuto d'acqua, oltre ai parametri di resistenza geomeccanica dei vari orizzonti costituenti le coperture piroclastiche. L'*input* del modello deriva dalla precedente fase di analisi implementata in GEOtop, ed in particolare per l'intensità di 2.5 mm/h le mappe relative al time step 78 h, per 5.0 mm/h il time step 41 h, per 10.0 mm/h 22 h, per 20.0 mm/h 12 h e infine per 40.0 mm/h le mappe relative al time step di 6 h. I risultati sono presentati in Figura 6.17 e 6.18 in termini di mappe di probabilità all'innescò per una profondità pari a 1.2 metri e 2.3 metri. La scelta è ricaduta su tali profondità a seguito dell'analisi condotta singolarmente su ogni mappa sviluppata per ogni 0.1 metri, in quanto a 1.2 m si registra il primo consistente aumento della probabilità all'innescò che coincide anche con la profondità cui si ha il primo passaggio litologico (dall'orizzonte B all'orizzonte C) mentre a 2.3 metri si ha il secondo passaggio. In tale fase è quindi risultato utile conoscere la profondità cui potrebbe svilupparsi una superficie di scorrimento e il totale di pixel instabili per ognuna di esse.

Le mappe di Figura 6.17 e 6.18 mostrano un graduale aumento della probabilità di innescò del fenomeno franoso in relazione all'intensità di pioggia simulata. In particolare, è stato deciso di considerare come pixel instabili (o comunque prossimi all'innescò) quelli caratterizzati da un

valore di probabilità compreso tra 0.75 e 1.00 corrispondenti all'intervallo 75 – 100%. Il numero di pixel ricadenti in questo intervallo tende quindi ad aumentare con l'intensità di pioggia.

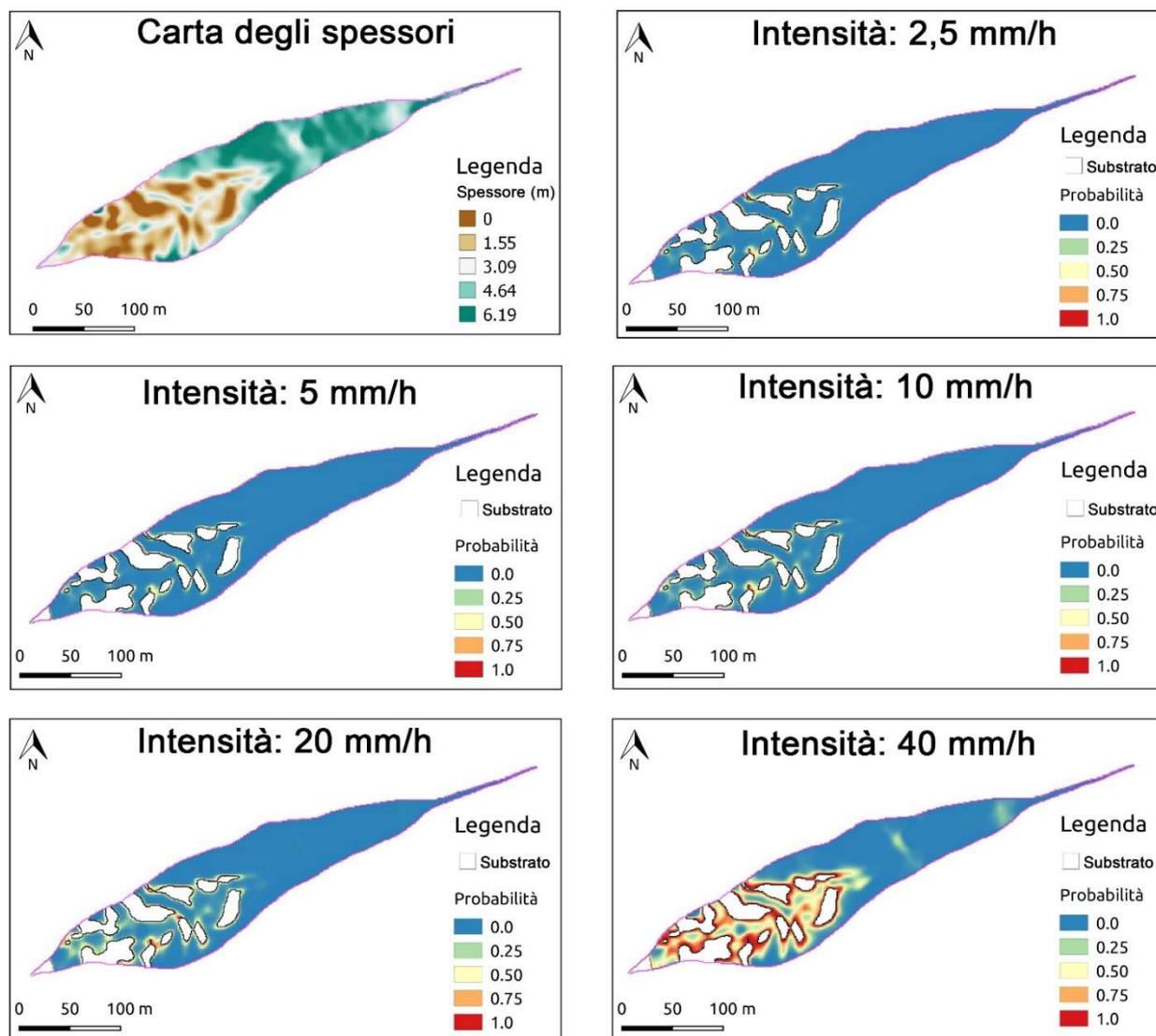


Figura 6.17: Mappe di probabilità all'innescò per fenomeni pluviometrici ad intensità costante, per una profondità pari a 1.2 metri.

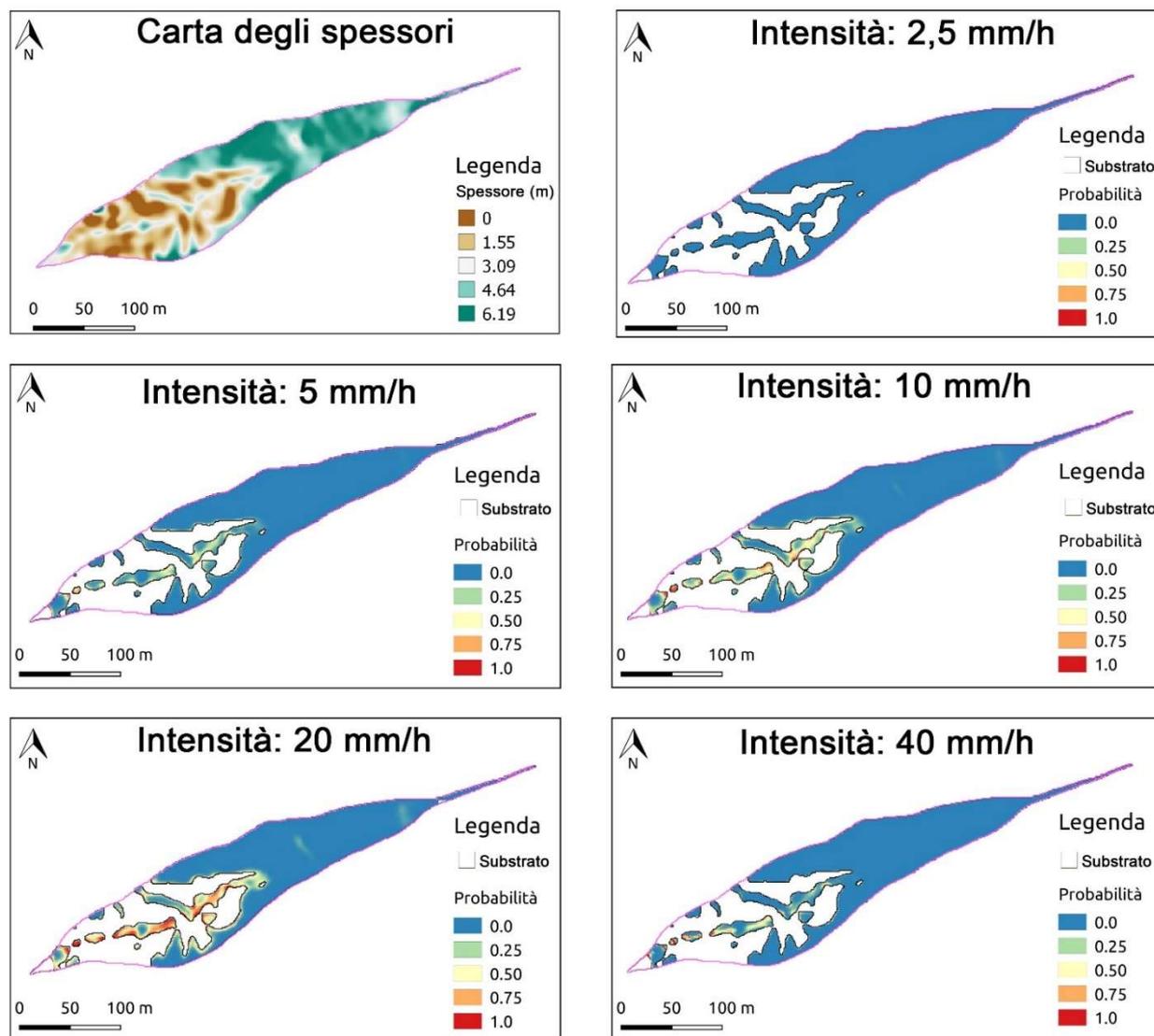


Figura 6.18: Mappe di probabilità all'innescio per fenomeni pluviometrici ad intensità costante, per una profondità pari a 2.3 metri.

Sulla base della profondità cui vengono valutate le probabilità all'innescio l'estensione areale della copertura piroclastica varia e nello specifico si riduce a profondità maggiori. La carta dello spessore delle coperture presente sia in Figura 6.17 che in Figura 6.18 permette proprio di stimare la copertura areale dei depositi sulla base della profondità considerata.

Tornando ai risultati di probabilità ottenuti, risulta chiaro che a 1.2 metri si ottiene il primo consistente aumento dei pixel instabili, come conseguenza dell'avanzamento del fronte di infiltrazione di cui se ne risentono gli effetti alla prima importante variazione stratigrafica e litologica. Il numero di pixel instabili per un'intensità di pioggia pari a 2.5 mm/h risulta essere pari

a 49 a 1.2 m e 0 a 2.3 m, per 5 mm/h di pioggia si hanno rispettivamente 19 e 0 pixel, per 10 mm/h di pioggia si hanno rispettivamente 76 e 0 pixel, per 20 mm/h di pioggia si hanno rispettivamente 300 e 547 pixel e, infine, per 40 mm/h si hanno 2182 pixel a 1.2 m e 123 pixel a 2.3 m. Noto il totale dei pixel che compongono il dominio computazionale, 18028 per la profondità di 1.2 m e 14428 per la profondità di 2.3 m, è possibile determinare, per ogni intensità di pioggia simulata, la percentuale di pixel instabili per ogni profondità considerata (Tab. 6.7).

Profondità (m)	1.20					2.30				
	Intensità di pioggia (mm/h)	2.5	5.0	10.0	20.0	40.0	2.5	5.0	10.0	20.0
Percentuale di instabilità (%)	0.002	0.001	0.004	0.017	0.121	0.000	0.000	0.000	0.042	0.008

Tabella 6.7: Percentuale di instabilità in relazione all'ampiezza del bacino computazionale per varie profondità (1.2 e 2.3 metri).

L'analisi della percentuale di instabilità mostra come questa è più elevata per una profondità di 1.2 metri rispetto ad una profondità di 2.3 metri, eccetto che per un'intensità di 20 mm/h, per cui si registra un comportamento differente. Questo da indicazione del fatto che la superficie di scorrimento può non svilupparsi sempre tra gli stessi orizzonti, ma variare, a seconda dell'incidenza della precipitazione. Comunque, rispetto all'intero dominio, la percentuale calcolata da una chiara stima della diffusione dell'instabilità in relazione alle condizioni di intensità e durata simulate per la calibrazione del modello.

Il risultato più importante che si ottiene da questa analisi di stabilità è sicuramente rappresentato dalla collocazione spaziale delle aree a più alta probabilità di innesco. Esse sono, infatti, localizzate in corrispondenza delle zone in cui la copertura piroclastica si interrompe per lasciare spazio al substrato carbonatico, o dove la copertura si assottiglia ed è discontinua. L'interruzione della continuità idrologica del versante per effetto di scarpate rocciose, tagli stradali o assottigliamento dei depositi piroclastici porta, a seguito di precipitazioni con particolari intensità/durate ad un aumento delle pressioni di poro e a condizioni prossime alla saturazione proprio in corrispondenza di queste discontinuità. Questo rappresenta uno dei punti critici per l'innesco dei fenomeni franosi. In particolare, in Figura 6.17 è possibile apprezzare come la probabilità d'innesco risulta essere concentrata in - relativamente pochi - pixel posti in prossimità dell'interruzione della copertura per poi aumentare in relazione all'intensità di pioggia simulata. Con una pioggia di 40 mm/h questo

fenomeno è ben visibile ed è possibile apprezzare l'estensione delle possibili instabilità. Inoltre, visto il carattere tridimensionale del modello, in considerazione delle analisi fatte in termini di estensione areale e profondità, è possibile anche una stima, seppur teorica, dei volumi di materiale coinvolti nell'inesco iniziale.

Tale modello è comunque da considerarsi rappresentativo rispetto all'intero areale considerato e mirato alla calibrazione dei dati di *input*.

Capitolo 7

Discussioni e Conclusioni

L'attività descritta in questa tesi rappresenta un avanzamento nella comprensione delle relazioni esistenti tra il regime idrologico dei depositi piroclastici di copertura dei versanti peri-vesuviani e le condizioni di pioggia responsabili dell'innescò di frane superficiali di tipo scorrimento-colata. Questi fenomeni rappresentano uno dei principali rischi geologici della Campania (Italia meridionale), e in modo particolare dell'areale peri-vesuviano. Infatti, solo nel secolo scorso, gli eventi franosi occorsi in questa porzione di territorio hanno provocato centinaia di vittime (Salvati et al., 2010).

Soprattutto, dopo gli eventi di frana disastrosi del 5 e 6 maggio 1998 che coinvolsero i Monti Sarno, diversi studi sono stati incentrati sulla comprensione dei meccanismi di innescò. Di conseguenza, ci sono stati significativi progressi nella comprensione di aspetti geomorfologici (Del Prete et al., 1998; Guadagno et al., 2005; Calcaterra & Santo, 2004; Di Crescenzo & Santo, 2005; Cascini et al., 2008; De Vita et al., 2013) e fattori idrologici (Cascini, 2003; Cascini et al., 2008; De Vita et al., 2013, Napolitano et al., 2016) legati alle condizioni di instabilità. Le relazioni dirette tra precipitazioni ed eventi di frana superficiale sono ampiamente riconosciute nella letteratura scientifica (e.g. Campbell, 1975; Caine, 1980; Guzzetti et al., 2008; Baum & Godt, 2010; Peruccacci et al., 2012). Infatti, i processi idrologici di versante, come l'infiltrazione e il deflusso attraverso il mezzo non-saturo, determinano un aumento delle pressioni di poro con conseguente loro redistribuzione all'interno del pendio. Questo può portare ad una riduzione del fattore di sicurezza per motivi quali la riduzione della coesione apparente, l'aumento del peso di volume, ecc. (Wieckzorek, 1996).

Essendo i fattori iniziali che concorrono all'instabilità di questi tipi di depositi molteplici, risulta complicata un'analisi congiunta a più variabili. Nella maggior parte dei casi, le ricerche sono volte alla stima delle condizioni pluviometriche innescanti, e raramente tengono conto, ad esempio, del regime idrologico del versante al momento dell'innescò. Questo fa sì che tutte le soglie pluviometriche, soprattutto quelle empiriche, sviluppate fin ora siano affette da notevole errore e soprattutto diano luogo ad un numero troppo elevato di falsi allarmi.

A valle di queste considerazioni, la presente ricerca ha avuto come obiettivo la definizione di metodologie oggettive, ripetibili ed applicabili all'intera area peri-vesuviana per la definizione di soglie pluviometriche empiriche e fisicamente basate, nonché della probabilità di occorrenza delle frane superficiali in considerazione di più variabili, quali: gli eventi pluviometrici responsabili dell'innescò e il loro periodo di ritorno, le condizioni idrologiche antecedenti e critiche dei depositi piroclastici, e le variazioni morfostratigrafiche dei versanti.

La valutazione congiunta di tutti questi aspetti risulta comunque estremamente complessa, anche in considerazione dell'eterogeneità dei materiali coinvolti. Per cui, in questo lavoro, sono stati considerati diversi approcci (empirico e fisicamente basato) e per ognuno sono state valutate le possibili variabili da poter tenere in considerazione. Ne è risultata una stima probabilistica a più livelli: partendo dall'approccio empirico per cui è noto esista un errore associato ai dati idrologici di *input*, al modello fisicamente basato dove le condizioni morfostratigrafiche dei versanti sono state semplificate al fine di essere rappresentative di un areale più vasto, alla modellazione distribuita relativa ad una porzione rappresentativa di territorio. Questi tre approcci presentano delle limitazioni, che grazie all'analisi probabilistica sono state minimizzate.

Come già detto, la prima parte di questo studio è stata incentrata sull'analisi probabilistica a partire dal metodo empirico. Nello specifico, l'approccio empirico è stato mirato alla stima delle condizioni pluviometriche innescanti in considerazione delle variabili di intensità e durata, pioggia nel giorno dell'evento di frana e pioggia misurata nei giorni antecedenti. Queste due relazioni sono molto comuni, in quanto identificano due tipologie di soglie pluviometriche: soglia I-D (Caine, 1980) e soglia P-Pa (Crozier & Eyles, 1980). Lo sviluppo del metodo empirico ha comportato una prima fase di ricerca bibliografica dei fenomeni franosi storici, nonché degli eventi pluviometrici innescanti (tabellati per ID, data, luogo di accadimento, valori di intensità, durata, pioggia in determinati intervalli antecedenti). Da una prima analisi alcuni di questi fenomeni sono stati ritenuti non rappresentativi ai fini della determinazione delle condizioni pluviometriche critiche all'innescò poiché probabilmente derivanti da erronee misurazioni. Per poter decidere in modo oggettivo quale di questi fenomeni non fosse rappresentativo, si è scelto di classificarli sulla base del loro periodo di ritorno. I fenomeni che hanno un basso periodo di ritorno sono, infatti, più frequenti e difficilmente sono caratterizzati da valori pluviometrici tali da essere responsabili dell'innescò di fenomeni franosi. Il modello VAPI (Rossi & Villani, 1994) ha fornito gli strumenti necessari per la suddivisione degli eventi pluviometrici in più classi specifiche di periodo di ritorno: $T < 1$; $1 < T < 2$; $2 < T < 5$; $5 < T < 10$; $T > 10$ anni. Gli eventi aventi $T < 1$ non sono quindi

stati presi in considerazione, mentre gli altri hanno permesso la determinazione di quattro soglie pluviometriche rappresentative di un particolare periodo di ritorno. L'analisi dei quantitativi di pioggia del giorno dell'evento e per diversi intervalli antecedenti non ha invece portato alla definizione di soglie empiriche per mancanza di un trend specifico degli eventi che, in questo caso, non sono stati suddivisi sulla base del loro periodo di ritorno. Questo perché tale analisi è stata ritenuta non applicabile alle piogge cumulate antecedenti perché non uniformemente distribuite nell'intervallo considerato. Da questa prima fase è quindi risultato che le variabili di controllo più influenti (per cui è possibile estrapolare una relazione) sono la durata e l'intensità dell'evento; al contrario, non risulta una chiara correlazione tra la pioggia nel giorno dell'evento e la pioggia calcolata sui 4, 9, 29 e sui 59 giorni antecedenti l'inizio dell'evento meteo innescente, e l'occorrenza di frane.

A questo punto, per poter dare una definizione in termini probabilistici dell'occorrenza dei fenomeni franosi è stato applicato il modello di regressione logistica bivariata; ciò ha permesso la stima del valore di probabilità di accadimento di almeno una frana per assegnate condizioni pluviometriche a due variabili. Per cui, non solo è stata valutata l'occorrenza del fenomeno franoso, ma anche con quali caratteristiche di pioggia occorre. I risultati hanno un andamento coerente: all'aumentare delle condizioni di intensità e durata la probabilità di occorrenza del fenomeno franoso aumenta, ed è massima per elevati valori di intensità, ma anche per bassi valori se la durata dell'evento è molto elevata; inoltre, sulla base della lunghezza del periodo antecedente considerato si hanno delle variazioni in termini probabilistici, che possono essere interpretate come un aumento di probabilità in relazione all'aumento della piogge del giorno dell'evento e subordinatamente di quella antecedente. Il discorso cambia invece nel momento in cui è stato deciso di considerare anche la probabilità a priori della pioggia in specifici intervalli di riferimento (10, 50 e 100 anni). In questo caso la distribuzione della probabilità di accadimento non è più così prevedibile. Si vengono, infatti, a creare specifici intervalli di intensità e durata e di pioggia del giorno dell'evento e pioggia antecedente per cui la probabilità assume valori più elevati. Nel caso della relazione intensità-durata questo intervallo coincide parzialmente con una delle soglie fisicamente basate definite da Napolitano et al. (2016) ed in particolare con la soglia che identifica la condizione antecedente invernale. Quest'ultima si basa su eventi pluviometrici innescenti che hanno luogo nel momento in cui la copertura piroclastica è caratterizzata da pressioni di poro già elevate, determinate dall'occorrenza di piogge pregresse in quello che viene definito periodo piovoso. Il fatto che essa si sovrapponga alla probabilità di occorrenza da elevata ad estremamente

elevata identifica l'affidabilità del modello probabilistico. Diversamente la soglia sviluppata da Napolitano et al. (2016) che identifica la condizione antecedente estiva si colloca nella porzione del grafico con bassa probabilità di occorrenza, perfettamente in linea con il significato fisico della soglia.

Tuttavia l'approccio empirico è sicuramente affetto da incertezza dovuta principalmente alla disponibilità e alla qualità del dato pluviometrico di partenza. Inoltre tale approccio non è identificativo delle condizioni fisiche del materiale coinvolto, né della morfologia e stratigrafia dei versanti investigati, oppure di particolari condizioni idrologiche antecedenti o critiche dei depositi piroclastici. Al fine di considerare queste variabili nella stima della probabilità di occorrenza del fenomeno franoso, è stato deciso di passare alla modellazione fisicamente basata, stimando anche delle soglie pluviometriche deterministiche.

Diversamente da ciò che fin ora è stato fatto, ovvero modellare fisicamente fenomeni franosi a partire dalla ricostruzione geologico-tecnica di specifici versanti coinvolti da instabilità passate e dalle condizioni pluviometriche che l'hanno generate, in questa ricerca è stato deciso di realizzare dei modelli morfostratigrafici rappresentativi generalizzati sia dell'areale dei Monti di Sarno, che dei Monti Lattari. Questo al fine di sviluppare una metodologia per la stima della pericolosità che fosse riferibile all'intero areale per cui in generale, sussistono quelle determinate condizioni morfostratigrafiche, diversamente dal classico approccio fisicamente basato, valido solo per areali estremamente circostanziati.

Il primo passo è stato quindi quello di ricostruire tre situazioni stratigrafiche tipiche dell'area dei Monti di Sarno e tre per quella dei Monti Lattari, corrispondenti a tre angoli di pendio rappresentativi, ovvero 35°, 40° e 45°, e tenendo conto delle differenze in termini di spessore e numero di orizzonti riscontrabili. Infatti, si passa da spessori che raggiungono quasi i 5 m fino a spessori di circa 2 m per i Monti di Sarno, mentre per i Monti Lattari dai quasi 3 m a poco più di 1 m. I modelli di versante sono caratterizzati dall'alternanza di orizzonti pedogenizzati e orizzonti di lapilli pomicei, questi ultimi con tendenza a diminuire di numero e spessore con pendenze via via più alte. Definite le geometrie, sono state quindi inserite le proprietà idrauliche e meccaniche dei terreni, utilizzando quanto presente in letteratura (De Vita et al., 2013; Napolitano et al., 2016). Una volta discretizzati i modelli di versante si è passati alla fase di modellazione numerica degli effetti delle precipitazioni sul regime di pressione di poro delle coperture.

Sono state pertanto condotte in parallelo diverse simulazioni, per diversi *input* pluviometrici di partenza (derivanti dal bilancio idrico e con intensità costante) e differenti condizioni di pressione di poro iniziali (condizione tipica del periodo estivo e del periodo piovoso).

Per quanto riguarda le condizioni pluviometriche da introdurre al modello, ed in particolare le simulazioni condotte sul lungo periodo, i dati di *input* sono stati derivati mediante bilancio idrico dalle misurazioni termo-pluviometriche delle stazioni di Torriello (per i Monti di Sarno) e San Mauro (per i Monti Lattari). In particolare, il bilancio idrico è stato condotto con il metodo di Thornthwaite (1957) che ha permesso il calcolo dell'evapotraspirazione potenziale, la quale è stata successivamente ridistribuita su tutto l'anno solare secondo una distribuzione gaussiana con picco nei mesi estivi (giugno-settembre) quando è più importante l'effetto della traspirazione della vegetazione a bosco deciduo, e valori minimi nei mesi invernali. Dall'evapotraspirazione potenziale sono state poi derivate le precipitazioni utili che corrispondono ai quantitativi d'acqua disponibili alla ricostituzione delle riserve idriche invase dal terreno, se consumate durante il periodo antecedente. In particolare, le riserve idriche invase sono state ottenute sommando le riserve esistenti nel terreno alla fine del mese precedente con le precipitazioni utili relative al mese di riferimento. Conseguentemente, l'evapotraspirazione reale, che rappresenta la quantità di acqua che viene effettivamente sottratta al suolo dall'azione delle piante e dell'evaporazione, in funzione delle reali disponibilità idriche del terreno (riserve idriche invase), è stata ottenuta a partire dall'evapotraspirazione potenziale, permettendo poi il calcolo dell'eccedenza e del deficit idrico. I risultati ottenuti dal bilancio idrico mostrano che le precipitazioni utili o piogge efficaci restano positive nel periodo compreso tra autunno e primavera e negative nel periodo tra primavera ed estate, e inoltre che nel periodo umido le precipitazioni sono superiori all'evapotraspirazione, viceversa nel periodo secco. Nel caso in cui le precipitazioni hanno superato i quantitativi di evapotraspirazione potenziale si è verificata una eccedenza idrica in quanto le riserve invase sono risultate maggiori della capacità idrica utilizzabile. Nel caso in cui è l'evapotraspirazione a risultare maggiore delle precipitazioni, non c'è stata alcuna eccedenza idrica, in quanto le riserve calcolate sono risultate inferiori alla capacità idrica utilizzabile.

Le simulazioni sul breve periodo sono state condotte considerando come *input* pluviometrico cinque intensità di pioggia costante a 2.5, 5, 10, 20 e 40 mm/h con durata delle simulazioni pari a circa un centinaio di ore.

Per la condizione antecedente di pressione di poro tipica della stagione estiva e della stagione invernale i valori sono stati forniti da dati di letteratura (Fusco e De Vita 2015; Fusco et al., 2017), rispettivamente pari a -8.2 m come limite superiore e -5.0 m come limite inferiore, e valori di -0.33 m per il limite superiore e -0.75 m per quello inferiore.

I modelli numerici ottenuti dalle simulazioni hanno permesso l'analisi della variazione di pressione di poro, del contenuto d'acqua e del grado di saturazione per i diversi *input* pluviometrici. Tali parametri, strettamente interconnessi tra loro, rappresentano un aspetto fondamentale per la comprensione del regime idrologico e dell'insorgenza di instabilità in un versante. In generale, la pressione di poro mostra ampie variazioni per l'orizzonte più superficiale, B. Questo è l'orizzonte che risente maggiormente degli effetti delle precipitazioni. Infatti, le variazioni della pressione di poro si attutiscono con la profondità fino ad arrivare all'orizzonte più profondo, $B_{b_{basal}}$ in cui sono minime. Inoltre, aumentando l'angolo di pendio i valori di pressione di poro si spostano verso valori maggiori. L'andamento idrologico generale è simile sia per i Monti di Sarno che per i Monti Lattari, anche se le pressioni di poro si attestano su valori differenti soprattutto per effetto del diverso spessore della copertura piroclastica.

Le pressioni di poro derivanti dalle simulazioni numeriche sul lungo periodo (con *input* pluviometrico dato dal bilancio idrico) hanno permesso un'analisi statistica di frequenza con lo scopo di determinare la probabilità di occorrenza di condizioni idrologiche critiche all'innescio. I risultati mostrano per i Monti di Sarno frequenze intorno al 100% per tutte le condizioni geomorfologiche, per valori di pressione di poro che vanno da circa -5.0 a -7.0 m. Per i Monti Lattari invece si ha una frequenza del 50% per l'intervallo di pressione di poro che va da 0.0 a -1.0 m per le tre condizioni geomorfologiche; e una frequenza compreso tra l'85 e il 100% per valori da -11.0 a -19.5 m. La differenza tra i Monti di Sarno e i Monti Lattari può essere relazionata, ancora una volta, al diverso assetto morfostratigrafico della copertura piroclastica. Considerando poi, il valore di pressione di poro pari a -0.50 m come quello tipico delle condizioni antecedenti critiche all'innescio sia per i Monti di Sarno che per i Monti Lattari, è stata calcolata la probabilità di avere, durante l'anno idrologico quel determinato valore per ognuna delle tre condizioni morfostratigrafiche.

I risultati delle simulazioni numeriche condotte con il software VS2DTI (Hsieh et al., 2000) con *input* pluviometrico ad intensità costante sono invece stati trattati diversamente. È stata infatti condotta l'analisi di stabilità con il metodo del pendio indefinito, determinando la durata della

precipitazione responsabile della condizione di instabilità delle coperture piroclastiche. Una prima analisi della variazione del fattore di sicurezza nel tempo permette di comprendere quale orizzonte costituente le coperture piroclastiche abbia una minor resistenza allo sforzo di taglio, determinando quindi l'instabilità.

Per ognuna delle due condizioni idrologiche antecedenti considerate (periodo estivo ed invernale) e per le tre diverse condizioni morfostratigrafiche considerate sia per i Monti di Sarno che per i Monti Lattari sono state ricavate le soglie pluviometriche deterministiche. Da un'analisi di queste è possibile affermare che: i) il tempo necessario affinché ci sia un fenomeno franoso nell'area dei Monti di Sarno si scosta di qualche ora rispetto all'area dei Monti di Lattari. A parità di parametri fisici, meccanici ed idrologici utilizzati per i terreni, se ne deduce che tale differenza deriva dal diverso assetto stratigrafico. C'è da sottolineare, infatti, la presenza dell'orizzonte Bb, la cui resistenza al taglio è minore rispetto agli altri orizzonti a causa di una più bassa coesione ed angolo d'attrito efficace, nell'area dei Monti di Sarno, ma non per i Monti Lattari; ii) l'instabilità sopraggiunge molto prima se si considera il modello ad inclinazione 45° rispetto un'inclinazione di 40° a causa dei maggiori sforzi di taglio cui il pendio più inclinato è sottoposto, per cui i quantitativi pluviometrici necessari affinché possa innescarsi un fenomeno franoso all'interno della copertura piroclastica saranno minori; iii) tutti i modelli morfostratigrafici generalizzati ad inclinazione 35° risultano stabili, anche se presentano significative differenze tra quelli rappresentativi dei Monti di Sarno e dei Monti Lattari; iv) passando dalla condizione antecedente tipica del periodo invernale a quella del periodo estivo il tempo necessario affinché si possa sopraggiungere un'instabilità aumenta notevolmente a parità di condizioni pluviometriche. Questo è dovuto ai maggiori quantitativi idrici già presenti nelle coperture nei mesi invernali a causa delle precipitazioni antecedenti.

Le soglie idrologiche deterministiche sono state anche confrontate con il *database* dei fenomeni franosi (già utilizzato nella precedente fase) e con soglie pluviometriche empiriche (Guadagno, 1991; Calcaterra et al., 2000) e fisicamente basate (Napolitano et al. 2016) presenti in letteratura.

Il primo confronto mostra che, rispetto alle soglie estive le frane storiche si pongono quasi tutte al di sotto di esse, sia per versanti ad inclinazione 40° che 45° e sia per i Monti di Sarno che per i Monti Lattari. La situazione tende a modificarsi nel caso in cui la condizione iniziale è rappresentativa del periodo invernale, poiché in questo caso le soglie pluviometriche rappresentative dei pendii ad inclinazione 40° tendono a posizionarsi più in basso rispetto al caso

precedente per entrambi gli areali, mentre le soglie rappresentative dei pendii ad inclinazione 45° tendono a seguire l'andamento dei fenomeni franosi storici.

Il confronto con le soglie pluviometriche empiriche mostra, nel caso della soglia sviluppata da Guadagno (1991) un andamento concorde alle soglie estive rappresentative dei 45° di inclinazione sia per i Monti di Sarno che per i Monti Lattari. Mentre per la condizione iniziale di pressione di poro tipica del periodo invernale, si ha invece che, la soglia sviluppata da Guadagno (1991), presenta valori molto più vicini a quelli caratteristici delle soglie deterministiche dei pendii inclinati 40° sia per quanto riguarda i Monti di Sarno che per i Monti Lattari. La soglia empirica sviluppata da Calcaterra et al. (2000) si colloca al di sotto delle soglie deterministiche per i Monti di Sarno e Lattari con condizione antecedente tipica del periodo estivo, mentre considerando la condizione invernale, le soglie pluviometriche rappresentative dei pendii ad inclinazione 40° per entrambi gli areali si avvicinano alla soglia di Calcaterra et al. (2000) e si intersecano ad essa.

Il confronto con le soglie pluviometriche deterministiche sviluppate da Napolitano et al. (2016) condotto solo per l'areale dei Monti di Sarno per cui queste ultime sono valide, mostra che, in entrambe le condizioni idrologiche antecedenti (estive e invernali) le soglie sviluppate da Napolitano et al. (2016) si collocano al di sopra delle soglie identificative sia di versanti ad inclinazione 40° che 45° .

Le soglie pluviometriche deterministiche stimate in questa fase possono essere considerate come identificative delle condizioni pluviometriche critiche rispetto all'innescamento di fenomeni franosi, in relazione alle condizioni idrologiche e morfostratigrafiche considerate. Per questi eventi è stato quindi stimato il periodo di ritorno mediante la legge di probabilità pluviometrica proposta per la Campania dal Progetto VAPI (Rossi & Villani, 1994), e nello specifico per la sottozona A2. Dal periodo di ritorno è stata ricavata la probabilità di occorrenza.

Infine, per i due areali investigati, è stata stimata la probabilità composta come il prodotto di due differenti probabilità: quella derivante dalla condizione antecedente critica stimata dall'analisi di frequenza, e la probabilità dell'evento pluviometrico innescante. È possibile affermare che le probabilità più elevate si registrano per le pendenze maggiori e soprattutto a partire dalle condizioni idrologiche antecedenti tipiche del periodo invernale. Sono evidenti le probabilità decisamente più basse per i pendii ad inclinazione 40° ed in generale verso piogge a più bassa intensità. Si nota anche una certa differenza per i due ambiti territoriali, strettamente legati agli spessori delle coperture piroclastiche modellate nelle fasi iniziali.

Terminata anche la seconda fase di questo progetto di dottorato per la valutazione della probabilità all'inscendio, sulla base di diverse caratteristiche pluviometriche, idrologiche e morfostratigrafiche dell'areale studiato, è stato tentato un confronto tra i risultati ottenuti. Nello specifico, è possibile affermare che, facendo riferimento alle soglie deterministiche dei modelli generalizzati e il modello di probabilità derivato dall'approccio empirico è possibile constatare come tutte le soglie che identificano la condizione antecedente invernale siano caratterizzate da un'elevata probabilità di occorrenza, mentre le soglie estive si differenziano sulla base dell'angolo di pendio considerato, con quella che identifica i 45° di inclinazione sempre posizionata nella parte del grafico che identifica una bassa probabilità sia per i Monti di Sarno che per i Monti Lattari.

Il confronto tra le probabilità stimate con i due diversi modelli invece, mostra che la probabilità di occorrenza più elevata coincide con le condizioni di probabilità stimate dal modello deterministico per i modelli morfostratigrafici rappresentativi per 45° di inclinazione e con condizione idrologica antecedente invernale, se si considera il modello empirico Intensità-Durata (Caine, 1980) che non tiene conto dei periodi di ritorno degli eventi pluviometrici per determinati intervalli temporali di riferimento.

Per la terza ed ultima fase di questo lavoro di ricerca, in considerazione del fatto che i modelli morfostratigrafici generalizzati non tengono conto di determinate situazioni specifiche dei versanti carbonatici peri-vesuviani, ed in particolare dell'assottigliamento della copertura piroclastica, dell'affioramento del substrato carbonatico, della presenza di cornici di morfoselezione, tagli stradali o sentieristica montana che interrompono la naturale continuità stratigrafica, è stato deciso di ampliare la modellazione numerica e passare dai modelli 2D implementati in VS2DTI ad una modellazione su scala distribuita. Nello specifico, quest'ultima, oltre a considerare la componente verticale del modello, ovvero lo spessore della copertura (derivato dal modello empirico della distribuzione teorica dei depositi piroclastici, da De Vita & Nappi, 2013 e Fusco et al., 2017), si sviluppa su una determinata superficie, che identifica un certo bacino d'analisi.

L'area campione utilizzata per questa modellazione ricade nell'ambito morfologico dei Monti di Sarno, per cui sono disponibili molti dati, quali: il DEM con risoluzione 7 m, la mappa dello spessore delle coperture, le caratteristiche idrologiche e geotecniche dei terreni coinvolti, nonché le condizioni idrologiche antecedenti; ed è stato possibile stimarne degli altri, come la carta dell'esposizione e quella dell'acclività. Tutti questi dati sono stati implementati nel software GEOTop (Rigon et al., 2006) con l'obiettivo di riprodurre le condizioni di soglia deterministica

invernali identificate da Napolitano et al. (2016). La calibrazione del modello è stata piuttosto lunga ed ha portato a delle modifiche rispetto alle condizioni iniziali poste da Napolitano et al., (2016) soprattutto in termini di pressione di poro dei singoli orizzonti costituenti la copertura piroclastica, e subordinatamente anche ai parametri geotecnici, pur restando sempre nell'intervallo di confidenza riportato in De Vita et al. (2013).

La modellazione ha quindi previsto come *input* pluviometrico delle intensità costanti pari a 2.5, 5, 10, 20 e 40 mm/h con durata pari alle condizioni di soglia poste da Napolitano et al. (2016). Il software ha analizzato per diverse profondità e step temporali il regime idrologico della copertura restituendo mappe di pressione di poro e contenuto d'acqua. Queste mappe sono poi state utili al software GEOtop per la successiva analisi di stabilità, la quale ha restituito delle mappe che a diversa profondità identificano, per ogni pixel che compone il modello, il valore di probabilità all'insacco.

Complessivamente il modello implementato in GEOtop per l'area campione restituisce risultati soddisfacenti dal punto di vista della probabilità di insacco, aprendo la strada ad una modellazione su scala maggiore. Risulta, infatti, evidente all'aumentare dell'intensità di pioggia simulata una variazione nella quantità di pixel instabili, a parità di profondità considerata, nella porzione dell'areale più prossima all'affioramento del substrato carbonatico o all'assottigliamento della copertura in generale. È, infatti, nelle aree più prossime alle discontinuità (cornici di morfoselezione o tagli stradali) o dove l'acclività del versante è elevata (maggiore di 35°), che la probabilità di insacco dei *debris-slide* è maggiore a causa dell'incremento delle pressioni di poro per condizione di saturazione o, comunque, di *near-saturation*. Tale concetto risulta più evidente in Figura 7.1, dove viene mostrato lo spessore dei depositi di copertura per una data sezione tracciata lungo la massima direzione del bacino computazionale e l'andamento delle pressioni di poro lungo la stessa. È, infatti, possibile apprezzare l'evoluzione temporale delle pressioni di poro dal tempo 0 (inizio della serie pluviometrica) e a seguito di 6 ore di pioggia ad intensità pari a 40 mm/h, per una profondità di 1,2 metri. Nello specifico, i profili mostrano un brusco incremento delle pressioni di poro localizzato in corrispondenza dell'assottigliamento, o della scomparsa, della copertura piroclastica. I risultati ottenuti trovano conferma nei primi modelli idrologici e di stabilità sviluppati a valle degli eventi di Sarno del 5-6 Maggio 1998 da Frattini et al. (2004). Tali modelli individuano, grazie alle mappe di distribuzione del fattore di sicurezza, una coincidenza tra le maggiori instabilità e le discontinuità morfologiche localizzate lungo il versante, senza, tuttavia, effettuare una chiara divisione delle aree instabili e di quelle con minore probabilità

all'instabilità. Inoltre, anche De Vita et al. (2013), con i modelli 2D di distribuzione delle pressioni di poro generati dalla modellazione idrologica e numerica, evidenziano come l'assottigliamento o la scomparsa di alcuni orizzonti in corrispondenza di brusche variazioni di pendenza o tagli stradali, comportino una, molto localizzata, condizione di instabilità.

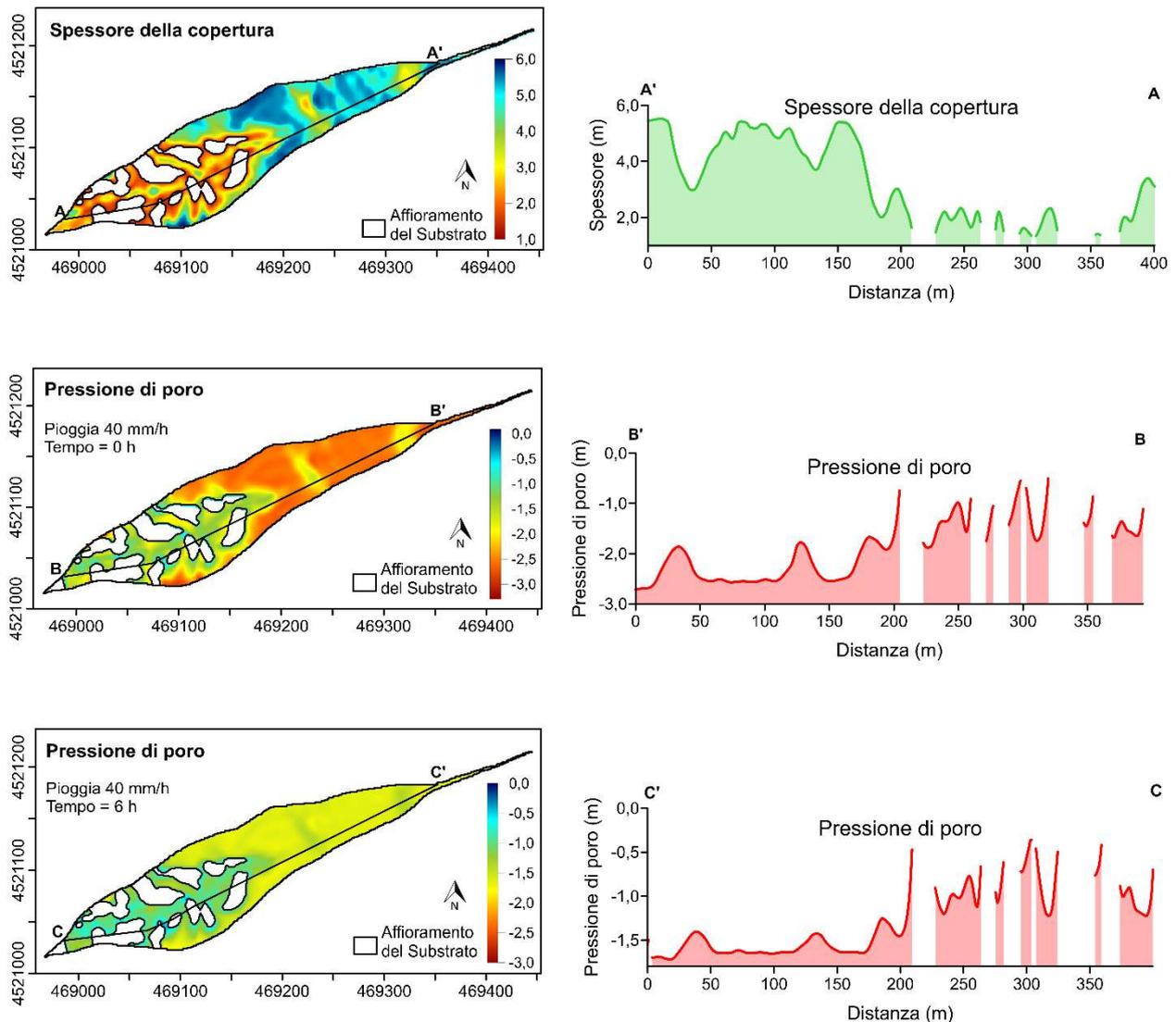


Figura 7.1: Mappe di variazione dello spessore della copertura ed evoluzione temporale della pressione di poro relative al tempo 0 (l'ultimo compreso nelle 9 ore di drenaggio libero del modello) e alle successive 6 ore con intensità di pioggia simulata pari a 40mm/h per il bacino computazionale di riferimento (sinistra) e profili di variazione (destra).

L'approccio seguito, sia in serie, che singolarmente per le tre fasi, può essere considerato funzionale alla stima della pericolosità all'innesco dei fenomeni di scorrimento-colata nelle coperture piroclastiche dell'area peri-vesuviana e nello specifico dove sussiste una maggiore necessità di intervento per mitigare e ridurre il rischio associato a tali eventi. Infatti esso può essere considerato anche di fondamentale importanza per la progettazione di un efficace sistema di allerta (*early warning system*) e per minimizzare gli errori sia in termini di falsi positivi (FP) o “falsi allarmi” che di falsi negativi (FN) o “mancati allarmi”.

Bibliografia

Aleotti P. (2004) - *A warning system for rainfall-induced shallow failures*. Eng Geol 73, 247–265.

Allocca V., De Vita P., Manna F., & Nimmo J. R. (2015) - *Groundwater recharge assessment at local and episodic scale in a soil mantled perched karst aquifer in southern Italy*. Journal of Hydrology, 529, 843-853.

Amato M., Di Martino P., Di Pasquale G., Mazzoleni S., Migliozi A., & Strumia S. (2000) - *Il ruolo della vegetazione nelle frane di Quindici*. Quaderni di Geologia Applicata, 7, 1.

Appel C. A. (1976) - *A note on computing finite difference interblock transmissivities*. Water Resources Research, 12(3), 561-563.

Aucelli A., Cinque A., & Merola D. (1996) - *Discriminazione cronologica di eventi deformativi fragili lungo il margine settentrionale dei monti Lattari sulla base di dati geologici e geomorfologici*. Il Quaternario, 9(1), 319-324.

Aversano V., & Ruggiero G. (2000) - *Montagna assassina o vittima*. Laveglia Editore, 330.

Baecher G.B., & Christian J.T. (2005) - *Reliability and Statistics in Geotechnical Engineering*. John Wiley & Sons.

Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T., & Santacroce R. (1978) - *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy)*. Bulletin of Volcanology, v. 41, no. 1, p. 10-31.

Barberi F., Cioni R., Rosi M., Santacroce R., Sbrana A., & Vecci R. (1989) - *Magmatic and phreatomagmatic phases in explosive eruptions of Vesuvius as deduced by grain-size and component analysis of the pyroclastic deposits*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 38(3-4), 287-307.

Bates R. L., & Jackson J. A. (1987) - *Glossary of geology*.

Baum R. L., Coe J. A., Godt J. W., Harp E. L., Reid M. E., Savage W. Z., Schulz W. H., Brien D. L., Chleborad A.F., McKenna J. P., & Michael J. A. (2005) - *Regional landslide-hazard assessment for Seattle, Washington, USA*. Landslides, 2(4), 266-279.

Baum R. L., & Godt J. W. (2010) - *Early warning of rainfall-induced shallow landslides and debris flows in the USA*. Landslides, 7(3), 259-272.

Bellucci F., Milia A., Rolandi G., & Torrente M. M. (2006) - *Structural control on the Upper Pleistocene ignimbrite eruptions in the Neapolitan area (Italy): Volcanotectonic faults versus caldera faults, in Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites*. Dev. Volcanol., vol. 9, edited by B. De Vivo, pp. 163–180, Springer.

- Berti M., Martina M.L.V., Franceschini S., Pignone S., Simoni A., & Pizziolo M. (2012) - *Probabilistic rainfall thresholds for landslide occurrence using a Bayesian approach*. Journal of Geophysical Research, 117, F04006.
- Bertoldi G., Tamanini D., Zanotti F., & Rigon R. (2004) - *GEOTOP: A Hydrological Balance Model*. Technical Description and Programs Guide, University of Trento, Italy.
- Bertolo P., & Bottino G. (2006) - *Individuazione delle soglie pluviometriche di innesco di fenomeni franosi superficiali in funzione delle condizioni idrologiche locali-Analisi di alcune situazioni rappresentative nell'arco alpino occidentale*. GEAM Geoingegneria Ambientale e Mineraria, 117, 45-57.
- Betsun, R. P. (1964) - *What is watershed runoff?* Journal of Geophysical research, 69(8), 1541-1552.
- Bilotta E., Cascini L., Foresta V., & Sorbino G. (2005) - *Geotechnical characterisation of pyroclastic soils involved in huge flowslides*. Geotechnical & Geological Engineering, 23(4), 365-402.
- Boccaletti M., & Guazzone G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure e il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali di retroarco*. Memorie Società Geologica Italiana, 11, 201-216.
- Bonnard, C., & Noverraz, F. (2001) - *Influence of climate change on large landslides: Assessment of long-term movements and trends*. In International Conference on Landslides: Causes, Impacts and Countermeasures (No. CONF, pp. 121-138). VGE.
- Brancaccio L., 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*. Quaderni di Geologia Applicata, 7, 1.
- Brand E. W., Premchitt J., & Phillipson H. B. (1984, September) - *Relationship between rainfall and landslides in Hong Kong*. In Proceedings of the 4th International Symposium on Landslides (Vol. 1, pp. 377-384). Toronto, Canada: BiTech Publishers, Vancouver.
- Briggs L. J., & Shantz H. L. (1912). *The wilting coefficient for different plants: and its indirect determination* (No. 230). Govt. Print. Off.
- Brocchini D., Principe C., Castradori D., Laurenzi M. A., & Gorla L. (2001) - *Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase I well*. Mineralogy and Petrology, 73(1-3), 67-91.
- Brooks R., & Corey T. (1964) - *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology Papers, Colorado State University, 24, 37.
- Brooks, K. N., Ffolliott, P. F., & Magner, J. A. (2012) - *Hydrology and the Management of Watersheds*. John Wiley & Sons.
- Bruce J. P., & Clark R. H. (1966) - *Introduction to Hydrometeorology* Pergamon Press. Long Island City, NY.

- Brunsdn D. & Thornes J.B. (1979) - *Landscape sensitivity and change*. Transactions of the Institute of British Geographers. N.S.4: 463-484.
- Brunetti M. T., Peruccacci S., Rossi M., Guzzetti F., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M., Mondini A., Salvati P., Tonelli G., Valigi D., & Luciani S. (2009) - *A prototype system to forecast rainfall induced landslides in Italy*. Proceedings of the 1st Italian Workshop on Landslides. Rainfall-Induced Landslides: mechanisms, monitoring techniques and nowcasting models for early warning systems. Napoli, 8-10 Giugno 2009.
- Brunetti M. T., Peruccacci S., Rossi M., Luciani S., Valigi D., & Guzzetti F. (2010) - *Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 447–458.
- Brunetti M. T., Peruccacci S., Antronico L., Bartolini D., Deganutti A.M., Gariano S.L., Iovine G., Luciani S., Luino F., Melillo M., Palladino M.R., Parise M., Rossi M., Turconi L., Vennari C., Vessia G., Viero A., & Guzzetti F. (2014) - *Catalogue of rainfall events with shallow landslides and new rainfall thresholds in Italy*. In: G. Lollino et alii (eds) Engineering Geology for Society and Territory, Vol. 2, pp. 1575-1579, Springer.
- 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 environment, 63, pp. 293-302.
- Burdine, N. (1953) - *Relative permeability calculations from pore size distribution data*. Journal of Petroleum Technology, 5(3), 71-78.
- Caine N. (1980) - *The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows*. Geografiska annaler: series A, physical geography, 62(1-2), 23-27.
- Calcaterra D., Parise M., Palma B., & Pelella L. (2000) - *The influence of meteoric events in triggering shallow landslides in pyroclastic deposits of Campania, Italy*. In Landslides in Research, Theory and Practice: Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides held in Cardiff on 26–30 June 2000 (pp. 1-209). Thomas Telford Publishing.
- Calcaterra D., Parise M., & Palma B. (2003) - *Combining historical and geological data for the assessment of the landslide hazard: a case study from Campania, Italy*. Natural Hazards and Earth System Science, 3(1/2), 3-16.
- Calcaterra D., & Santo A. (2004) - *The January 10, 1997 Pozzano landslide, Sorrento Peninsula, Italy*. Engineering Geology, 75(2), 181-200.
- Campbell R. H. (1975) - *Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California* (Vol. 851). US Government Printing Office.
- Cannon S.H., & Gartner J.E. (2005) - *Wildfire-related debris flow from a hazards perspective*. In: Jakob M, Hungr O (eds) Debris flow hazards and related phenomena. Springer, Berlin, pp 363–385.
- Capaldi G., Gillot P. Y., Munno R., Orsi G., & Rolandi G. (1985) - *The Sarno formation: the major plinian eruption of the Somma-Vesuvius*. In IAVCEI Scientific Assembly.

- Capparelli G., Biondi D., De Luca D.L., & Versace P. (2009) - *Hydrological and complete models for forecasting landslides triggered by rainfalls*. Proceedings of IWL - The First Italian Workshop on Landslides. Naples, 8/10 June 2009 1:162–173.
- Capparelli G., & Versace P. (2011) - *FLaIR and SUSHI: two mathematical models for early warning of landslides induced by rainfall*. Landslides, 8(1), 67-79.
- Cardinali M., Galli M., Guzzetti F., Ardizzone F., Reichenbach P., & Bartoccini P. (2006) - *Rainfall induced landslides in December 2004 in Southwestern Umbria, Central Italy*. Nat Hazard Earth Sys Sci 6: 237–260.
- Carson M. A., & Kirkby M. J. (1972). *Hillslope form and process*. Cambridge Geographical Studies No. 3. viii + 475 pp., 195 figs, 20 tables. Cambridge University Press.
- Casagrande A. (1971) - *On liquefaction phenomena: report of a lecture*. Géotechnique, 21, pp. 197-202.
- Cascini L., & Versace P. (1986) - *Eventi pluviometrici e movimenti franosi*. Atti Convegno Nazionale di Geotecnica, Bologna, 3, 171-184.
- Cascini L., Guida D., Nocera N., Romanzi G., & Sorbino G. (2000) - *A preliminary model for the landslides of May 1998 in Campania Region*. In Proc 2nd Int. Symposium on Geotechnics of Hard Soil-Soft Rock (Vol. 3, pp. 1623-1649). Balkema Napoli.
- Cascini L., Sorbino G., & Cuomo S. (2003) - *Modelling of flowslides triggering in pyroclastic soils*. Proc. Int. Conference on “Fast Slope Movements. Prediction and Prevention for Risk Mitigation”, vol. 1. Patron Editore, Napoli, pp. 93-100.
- Cascini L., Cuomo S., & Sorbino G. (2005) - *Flow-like mass movements in pyroclastic soils: remarks on the modelling of triggering mechanisms*. Italian Geotechnical Journal, 4, 11-31.
- Cascini L., Cuomo S., & Guida D. (2008) - *Typical source areas of May 1998 flow-like mass movements in the Campania region, Southern Italy*. Engineering Geology, 96(3-4), 107-125.
- Cascini L., Cuomo S., & Della Sala M. (2011) - *Spatial and temporal occurrence of rainfall-induced shallow landslides of flow type: A case of Sarno-Quindici, Italy*. Geomorphology, 126(1-2), 148-158.
- 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, 779–792.
- Celico P. (1983) - *Le risorse idriche sotterranee dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*, Idrotecnica, 1, 3–17.
- Celico P., Guadagno F.M., & Vallario A. (1986) - *Proposta di un modello interpretativo per lo studio delle frane nei terreni piroclastici*. Geologia Applicata e Idrogeologia, 21, 173-193.
- Celico P., & Guadagno F. M. (1998) - *L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze*. Quaderni di geologia applicata, 5(1), 129-188.

- Celico P., Esposito L., Piscopo V. & Aquino S. (2000) - *Problematiche idrogeologiche connesse con i fenomeni di instabilità delle coltri piroclastiche della dorsale del Pizzo D'Alvano (Campania)*. Quad. Geol. App., Pitagora editrice, 7(2), pp. 167-187.
- Celico P., De Vita P., Fabbrocino S., Piscopo V., Galicchio G., & Gentile T. (2002) - *Primi risultati dell'analisi dei debris flows nei versanti dei rilievi carbonatici perivesuviani*. Atti dei Convegni Lincei 181, pp. 114-133.
- Cello G., Tortorici L., Martini N., & Paltrinieri W. (1989) - *Structural styles in the frontal zones of the Southern Apennines, Italy: an example from the Molise district*. Tectonics 8, 753±768.
- Chirico G. B. (2000) - *Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation in the Campanian volcanoclastic soils*. Mediterranean Storms, 473-484.
- Civita M., De Riso R., Lucini P., & d'Elogio N. (1975) - *Studio delle condizioni di stabilità dei terreni della Penisola Sorrentina (Campania)*. Geol. Appl. Idrogeol., 10, 129-188.
- Clarizia M., Gullà G., & Sorbino G. (1996) - *Sui meccanismi di innesco dei soil slip*. International conference Prevention of hydrogeological hazards: the role of scientific research. 1:585–597.
- Comegna L., Damiano E., Greco R., Guida A., Olivares L., & Picarelli L. (2013) - *Effects of the vegetation on the hydrological behavior of a loose pyroclastic deposit*. Procedia Environmental Sciences, 19, 922-931.
- Corominas, J. & Moya J. (1999) - *Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain*. Geomorphology, 30(1-2), 79-93.
- Corominas J. (2000) – *Landslides and climate*. Keynote lecture. In: Proc. 8th Int. Symp. on Landslides (Bromhead E, Dixon N, IbsenML, eds), vol. 4. Cardiff: A.A. Balkema, pp 1–33.
- Crosta, G. (1998) - *Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation*. Environmental Geology, 35(2-3), 131-145.
- Crosta G. B., & Dal Negro P. (2003) - *Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 3, 53–69.
- Crosta G.B., & Frattini P. (2001) - *Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flow*. In: Mugnai A, Guzzetti F, Roth G (eds) Mediterranean storms. Proceedings of the 2nd EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms. Siena, Italy, pp 463–487.
- Crozier M. J., & Eyles R. J. (1980) - *Assessing the probability of rapid mass movement*. In Third Australia-New Zealand conference on Geomechanics: Wellington, May 12-16, 1980 (p. 2). Institution of Professional Engineers New Zealand.
- Crozier M.J. (1986) - *Landslides: causes, consequences and environment*. London: Croom Helm, 252 pp.

- Crozier M. J. (1999) - *Prediction of rainfall-triggered landslides: A test of the antecedent water status model*. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 24(9), 825-833.
- 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).
- Dai F.C., Lee C.F., & Ngai Y.Y. (2002) - *Landslide risk assessment and management: an overview*. Eng. Geol. 64 (1), 65–87.
- Dall'Amico M., Endrizzi S., Gruber S., & Rigon R. (2011) - *A robust and energy-conserving model of freezing variably-saturated soil*. The Cryosphere, 5(2), 469-484.
- Damiano E., Olivares L., & Picarelli L. (2012) - *Steep-slope monitoring in unsaturated pyroclastic soils*. Eng. Geol. 137–138, 1–12.
- 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.
- Del Soldato M., Pazzi V., Segoni S., De Vita P., Tofani V., & Moretti S. (2018) - *Spatial modeling of pyroclastic cover deposit thickness (depth to bedrock) in peri-volcanic areas of Campania (southern Italy)*. Earth Surface Processes and Landforms, 43(9), 1757-1767.
- De Luca D. L., & Versace P. (2017) - *A comprehensive framework for empirical modeling of landslides induced by rainfall: the Generalized FLAIIR Model (GFM)*. Landslides, 14(3), 1009-1030.
- de Riso R., Budetta P., Calcaterra D., & Santo A. (1999) - *Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano*. Atti Convegno Previsione e prevenzione di movimenti franosi rapidi, Trento, 17–19 giugno 1999, 133-150.
- De Vita P. (2000) - *Fenomeni di instabilità delle coperture piroclastiche dei Monti Lattari, di Sarno e di Salerno (Campania) ed analisi degli eventi pluviometrici determinanti*. Quaderni di Geologia Applicata, 7(2), 213-235.
- De Vita P., & Piscopo V. (2002) - *Influences of hydrological and hydrogeological conditions on debris flows in peri-vesuvian hillslopes*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2(1/2), 27-35.
- De Vita P., Celico P., Siniscalchi M., & Panza R. (2006a) - *Distribution, hydrogeological features and landslide hazard of pyroclastic soils on carbonate slopes in the area surrounding Mount Somma-Vesuvius (Italy)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1, 75-98.
- De Vita P., Agrello D., & Ambrosino F. (2006b) - *Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic deposits surrounding Mount Somma-Vesuvius: Application of geophysical surveys for soil thickness mapping*. Journal of Applied Geophysics, 59(2), 126-139.

- De Vita P., & Celico P. (2006) - *Distribuzione delle coltri piroclastiche sui versanti carbonatici perivesuviani e suscettibilità a franare*. *Giornale di Geologia Applicata*, 3, 145-151.
- De Vita P., & Nappi M. (2013) - *Regional Distribution of Ash-Fall Pyroclastic Soils for Landslide Susceptibility Assessment*. In *Landslide Science and Practice* pp. 103–109. Springer Berlin Heidelberg.
- De Vita P., Napolitano E., Godt J. W., & Baum R. L. (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.
- De Vita P., Fusco F., Napolitano E., & Tufano R. (2017, May) - *Physically-Based Models for Estimating Rainfall Triggering Debris Flows in Campania (southern Italy)*. In *Workshop on World Landslide Forum* (pp. 289-297). Springer, Cham.
- De Vita P., Fusco F., Tufano R., & Cusano D. (2018) - *Seasonal and event-based hydrological and slope stability modeling of pyroclastic fall deposits covering slopes in Campania (southern Italy)*. *Water*, 10(9), 1140.
- De Vivo B., Rolandi G., Gans P., Calvert A., Bohrsen W., Spera F., & Belkin H. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)*. *Mineralogy and Petrology*, v. 73, no. 1, p. 47-65.
- Di Crescenzo G., & Santo A. (2005) - *Debris slides-rapid earth flow in the carbonate massifs of the Campania region (Southern Italy): morphological and morphometric data for evaluating triggering susceptibility*. *Geomorphology*, 66, pp. 255-276.
- Dietrich W.E., Wilson C.J. & Reneau S.L. (1986) - *Hollows, colluvium and landslides in soil-mantled landscapes*. In *Hillslope Processes*, edited by A.D. Abrahams, pp. 361-388, Allen and Unwin, London.
- Doglioni C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions—Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. *Terra Nova*, 3, 423–434.
- Doglioni C., Harabaglia P., Martinelli G., Mongelli F., & Zito G. (1996) - *A geodynamic model of the Southern Apennines accretionary prism*. *Terra Nova*, 8, 540–547.
- Ducci D., & Tranfaglia G. (2008) - *Effects of climate change on groundwater resources in Campania (southern Italy)*. *Geological Society, London, Special Publications*, 288(1), 25-38.
- Dunne T., & Black R. D. (1970) - *Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed*. *Water resources research*, 6(5), 1296-1311.
- Endrizzi S., Gruber S., Dall’Amico M., & Rigon R. (2014) - *GEOtop 2.0: simulating the combined energy and water balance at and below the land surface accounting for soil freezing, snow cover and terrain effects*. *Geoscientific Model Development*, 7(6), 2831-2857.
- Endrizzi S., Dall’Amico M., Cozzini S., Cordano E., Gruber S., & Rigon R. (2017) - *User Manual for GEOtop 2.1*.

- Esposito E., Porfido S., Violante C., Biscarini C., Alaia F., & Esposito G. (2004) - *Water events and historical flood recurrences in the Vietri sul Mare coastal area (Costiera Amalfitana, southern Italy)*. IAHS Publication, 286, 95-108.
- Faccenna C., Mattei M., Funiciello R., & Jolivet L. (1997) - *Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean*. Terra Nova, 9, 126–130.
- Fiorillo F., Guadagno F., Aquino S., & De Blasio A. (2001) - *The December 1999 Cervinara landslides: further debris flows in the pyroclastic deposits of Campania (southern Italy)*. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 60(3), 171-184.
- Fischer R.V. (1985) - *Pyroclastic rocks*. Springer, 472 pp.
- Formetta G., Bancheri M., David O., & Rigon R. (2016a) - *Performance of site-specific parameterizations of longwave radiation*. Hydrol. Earth Syst. Sci. 20, 4641–4654.
- Formetta G., Simoni S., Godt J.W., Lu N., & Rigon R. (2016b) - *Geomorphological control on variably saturated hillslope hydrology and slope instability*. Water Resour. Res. 52 (6), 4590–4607.
- Formetta G., Capparelli G., & Versace P. (2016c) - *Evaluating performance of simplified physically based models for shallow landslide susceptibility*. Hydrol. Earth Syst. Sci. 20 (11), 4585–4603.
- Formetta G., & Capparelli G. (2019) - *Quantifying the three-dimensional effects of anisotropic soil horizons on hillslope hydrology and stability*. Journal of hydrology, 570, 329-342.
- Franceschini, S. (2012) - *Analisi critica di modelli previsionali per le frane in Emilia Romagna* (Tesi di Dottorato).
- Frattini P., Crosta G. B., Fusi N., & Dal Negro P. (2004) - *Shallow landslides in pyroclastic soils: a distributed modeling approach for hazard assessment*. Engineering Geology, 73 pp. 277–295.
- Frattini P., Crosta G., & Sosio R. (2009) - *Approaches for defining thresholds and return periods for rainfall-triggered shallow landslides*. Hydrological Processes: An International Journal, 23(10), 1444-1460.
- Fuhrmann C.M., Konrad II C.E., & Band L.E (2008) - *Climatological perspectives on the rainfall characteristics associated with landslides in Western North Carolina*. Physical Geography, 29, 4, 289-305.
- Fusco F., De Vita P., Napolitano E., Allocca V., & Manna F. (2013) - *Monitoring the soil suction regime of landslide-prone ash-fall pyroclastic deposits covering slopes in the Sarno area (Campania-southern Italy)*. Rendiconti Online Societa Geologica Italiana, 24, 146-148.
- Fusco F., & De Vita P. (2015) - *Hydrological behavior of ash-fall pyroclastic soil mantled slopes of the Sarno Mountains (Campania-southern Italy)*. Rendiconti OnLine Società Geologica Italiana, 35, 148-151.
- 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.

- Galanti Y., Barsanti M., Cevasco A., Avanzi G. D. A., & Giannecchini R. (2018) - *Comparison of statistical methods and multi-time validation for the determination of the shallow landslide rainfall thresholds*. *Landslides*, 15(5), 937-952.
- Glade T., Crozier M., & Smith P. (2000) - *Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical "Antecedent Daily Rainfall Model"*. *Pure and Applied Geophysics*, 157(6-8), 1059-1079.
- Giannecchini, R. (2005). *Rainfall triggering soil slips in the southern Apuan Alps (Tuscany, Italy)*. *Advances in Geosciences*, 2, 21-24.
- Giannecchini R. (2006) - *Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan Alps (Italy)*. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 357–364.
- Godt J.W., Baum R.L., Chleborad A.F. (2006) - *Rainfall characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, USA*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 97-110.
- Godt J. W., & McKenna J. P. (2008) - *Numerical modeling of rainfall thresholds for shallow landsliding in the Seattle, Washington, area*. *Reviews in Engineering Geology*, 20, 121-136.
- Greco R., Comegna L., Damiano E., Guida A., Olivares L., & Picarelli L. (2013) - *Hydrological modelling of a slope covered with shallow pyroclastic deposits from field monitoring data*. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(10), 4001-4013.
- Guadagno F. M., Palmieri M., Siviero V., & Vallario A. (1988) - *La frana di Palma Campania*. *Geologia tecnica*, 4, 18-29.
- Guadagno F. M. (1991) - *Debris flows in the Campanian volcanoclastic soils*. In *Slope Stability Engineering: Developments and Applications: Proceedings of the International Conference on Slope Stability* (p. 125). Thomas Telford.
- Guadagno F.M., & Perriello Zampelli S. (2000) - *Triggering mechanisms of the landslides that invested Sarno, Quindici, Siano and Bracigliano (southern Italy) on May 5-6, 1998*. In *Proc. of the 8th Int. Symp. on Landslides in research, theory and practice*, Cardiff (Vol. 2, pp. 671-676).
- Guadagno F.M., Martino S., & Mugnozza G. S. (2003) - *Influence of man-made cuts on the stability of pyroclastic covers (Campania, southern Italy): a numerical modelling approach*. *Environmental Geology*, 43(4), 371-384.
- Guadagno F. M., Forte R., Revellino P., Fiorillo F., & Focareta M. (2005) - *Some aspects of the initiation of debris avalanches in the Campania Region: the role of morphological slope discontinuities and the development of failure*. *Geomorphology*, 66(1-4), 237-254.
- Guida D. (2003) - *The role of the zero order basins in flowslide-debris flow occurrence and recurrence in Campania (Italy)*. *Proc. Int Conference on "fast slope Movements - Prediction and prevention for risk Mitigation"*, Patron Editore, Napoli, 1, pp. 255-262.

- Gurioli L., Cioni R., & Bertagna C. (1999) - *I depositi di flusso piroclastico dell'eruzione del 79 dC caratterizzazione stratigrafica, sedimentologica e modelli di trasporto e deposizione*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Ser. A, 106, 61-72.
- Gurioli L., Cioni R., Sbrana A., & Zanella E. (2002) - *Transport and deposition of pyroclastic density currents over an inhabited area: the deposits of the AD 79 eruption of Vesuvius at Herculaneum, Italy*. Sedimentology, 49(5), 929-953.
- Guzzetti F., Cardinali M., & Reichenbach P. (1994) - *The AVI Project: A bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy*. Environmental Management, 18(4), 623-633.
- Guzzetti F., Stark C. P., & Salvati P. (2005) - *Evaluation of flood and landslide risk to the population of Italy*. Environmental Management, 36(1), 15-36.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., & Stark C. P. (2007) - *Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe*. Meteorology and atmospheric physics, 98(3-4), 239-267.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., & Stark C. P. (2008) - *The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update*. Landslides, 5(1), 3-17.
- Haggett P., & Chorley R. J. (1969) - *Network Analysis in Geography*. St. Martin's New York.
- Haverkamp R., Vauclin M., Touma J., Wierenga P. J. & Vachaud G. (1977) - *A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration I*. Soil Science Society of America Journal, 41(2), 285-294.
- Haverkamp R. & Vauclin M. (1979) - *A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity values for transient unsaturated flow problems*. Water Resources Research, 15(1), 181-187.
- Horton R. E. (1933) - *The role of infiltration in the hydrologic cycle*. Eos, Transactions American Geophysical Union, 14(1), 446-460.
- Hsieh P. A., Wingle W. L. & Healy R. W. (2000) - *VS2DI-A graphical software package for simulating fluid flow and solute or energy transport in variably saturated porous media* (No. 99-4130).
- Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J. & Hutchinson J.N. (2001) - *A review of the classification of landslides of flow type*. Environmental and Engineering Geoscience, 7, pp. 221-238.
- Hungr O., Leroueil S. & Picarelli L. (2014) - *The Varnes classification of landslide types, an update*. Landslides.
- 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.
- Iannace A., Frijia G., Galluccio L., & Parente M. (2014) - *Facies and early dolomitization in Upper Albian shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy): paleotectonic and paleoclimatic implications*. Facies 60 (1), 169–194.

- Innes J.L. (1983) - *Debris flows*. Prog Phys Geogr 7:469–501.
- Iverson R. M. (2000)- *Landslide triggering by rain infiltration*. Water Resour. Res., 36, 1897–1910.
- Jakob M., & Hungr, O. (2005) - *Debris-flow hazards and related phenomena* (Vol. 739). Berlin: Springer. pp. 739.
- Jamison V. C., & Peters D. B. (1967) - *Slope length of claypan soil affects runoff*. Water Resources Research, 3(2), 471-480.
- Jibson R. W. (1989) - *Debris flows in southern Puerto Rico*. Landslide processes of the eastern United States and Puerto Rico, Geological Society of America special paper, 236, 29-55.
- Kirkby M.J., & R.J. Chorley (1967) - *Throughflow, overland flow and erosion*. Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrology, 12, pp. 5-21.
- Köppen W (1936) - *Das geographische System der Klimate*. In: Köppen W, Geiger R (eds) Handbuch der Klimato - logie. Gebrüder Borntraeger, Berlin, pp 1–44.
- Lacerda W.A. (2007) - *Landslide initiation in saprolite and colluvium in southern Brazil: field and laboratory observations*. Geomorphology, 87, pp. 104-119.
- Lappala E. 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*. Water-Resour. Invest. Rep, 83, 4099.
- Lee E. M., & Jones D. K. (2004) - *Landslide risk assessment*. Thomas Telford.
- Lirer L., Pescatore T., Booth B., & Walker G. P. (1973) - *Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy*. Geological Society of America Bulletin, 84(3), 759-772.
- Lirer L., Munno R., Petrosino P., & Vinci A. (1993) - *Tephrostratigraphy of the AD 79 pyroclastic deposits in perivolcanic areas of Mt. Vesuvio (Italy)*. Journal of volcanology and geothermal research, 58(1-4), 133-149.
- Liston G. E. & Elder K. (2006) - *A meteorological distribution system for high-resolution terrestrial modeling (MicroMet)*. Journal of Hydrometeorology, 7(2), 217-234.
- Lu N. & Likos W.J. (2004) - *Unsaturated soil mechanics*. Wiley, New York, p 556.
- Lu N., Godt J. W. & Wu D. T. (2010) - *A closed-form equation for effective stress in unsaturated soil*. Water Resources Research, 46(5).
- Lu N. & Godt J. W. (2013) - *Hillslope hydrology and stability*. Cambridge University Press.
- Lumb P. (1975) - *Slope failures in Hong Kong*. Quarterly Journal of Engineering Geology, 8(1), 31-65.
- Maass J.M., Vose J.V., Swank W.T., & Martínez-Yrizar A. (1995) - *Seasonal changes of leaf area index (LAI) in a tropical deciduous forest*. Forest Ecology and Management, 74, pp. 171-180.

- Malinverno A., & Ryan W. B. F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, 5, 227–245.
- Marchi L., Arattano M., & Deganutti A. M. (2002) - *Ten years of debris flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps)*. *Geomorphology*, 46, 1–17.
- Marques R., Zezere J., Trigo R., Gaspar J., & Trigo I. (2008) - *Rainfall patterns and critical values associated with landslides in Povoação County (São Miguel Island, Azores): relationships with the North Atlantic Oscillation*. *Hydrological Processes*, 22, 478–494.
- Martelloni G., Segoni S., Fanti R. & Catani F. (2011) – *Rainfall thresholds for the forecasting of landslide occurrence at regional scale*. *Landslides*.
- Meriam J. L. (1960) - *Variable-mass dynamics*. *Journal of Engineering Education*, 51(3), 241–243.
- Milia A., Torrente M. M., Russo M., & Zuppetta A. (2003) - *Tectonics and crustal structure of the Campania continental margin: relationships with volcanism*. *Mineralogy and Petrology*, 79(1-2), 33–47.
- Milia A., Turco E., Pierantoni P. P., & Schettino A. (2009) - *Four-dimensional tectonostratigraphic evolution of the Southeastern peri-Tyrrhenian basins (Margin of Calabria, Italy)*. *Tectonophysics*, 476, 41–56.
- Milia A., & Torrente M. M. (2014) - *Early-stage rifting of the Southern Tyrrhenian region: The Calabria-Sardinia breakup*. *Journal Geodynamics*, 81, 17–29.
- Milia A., Torrente M. M., & Iannace P. (2017) - *Pliocene-Quaternary orogenic systems in Central Mediterranean: The Apulia-Southern Apennines-Tyrrhenian Sea example*. *Tectonics*, 36(8), 1614–1632.
- Mirus B.B., & Nimmo J.R. (2013) - *Balancing practicality and hydrologic realism: a parsimonious approach for simulating rapid groundwater recharge via unsaturated-zone preferential flow*. *Water Resour. Res.* 49, 1458–1465.
- Mirus B.B., Morphew M. & Smith J. (2018) - *Developing hydro-meteorological thresholds for shallow landslide initiation and early warning*. *Water*, 10(9), 1274.
- Monaco C., Tortorici L., & Paltrinieri W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy*. *Journal of Structural Geology*, 20(5), 617–638.
- Montgomery D. R., & Dietrich W. E. (1994) - *A physically based model for the topographic control on shallow landsliding*. *Water resources research*, 30(4), 1153–1171.
- Moser M., & Hohensinn F. (1983) - *Geotechnical aspects of soil slips in Alpine regions*. *Engineering Geology*, 19(3), 185–211.
- 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(5), 967–983.

- Netti N., Damiano E., Greco R., Olivares L., Savastano V., & Mercogliano P. (2012) - *Natural hazard risk management: a multidisciplinary approach to define a decision support system for shallow rainfall-induced landslides*. Open Hydrology Journal, 6, 97-111.
- Nikopoulos E.I., Crema S., Marchi L., Marra F., Guzzetti F., & Borga M. (2014) - *Impact of uncertainty in rainfall estimation on the identification of rainfall thresholds for debris flow occurrence*. Geomorphology, 221: 286–297.
- Olivares L., Andreozzi L., Damiano E., Avolio B., & Picarelli L. (2005) - *Hydrologic response of a steep slope in unsaturated pyroclastic soils*. Proc. Int. Conference on “Fast Slope Movements — Prediction and Prevention for Risk Mitigation”. Patron Editore, Napoli, p. 391–397.
- Pagano L., Picarelli L., Rianna G., & Urciuoli G. (2010) - *A simple numerical procedure for timely prediction of precipitation-induced landslides in unsaturated pyroclastic soils*. Landslides 7, 273–289.
- Palladino M.R., Turconi L., Luino F., Brunetti M.T., Peruccacci S., & Guzzetti F. (2014) - *Influence of geological, morphological and climatic factors in the initiation of shallow landslides in North Western Italy*. In: G. Lollino et alii (eds) Engineering Geology for Society and Territory, Vol. 2, pp. 1389-1392, Springer.
- Palma, B., Calcaterra, D., & Parise, M. (2009) - *Modelli geologici e meccanismi di innesco di frane da scorrimento-colata rapida nei depositi vulcanoclastici della Campania*. GEAM, 126, 21-48.
- Papa R., Pirone M., Nicotera M.V., & Urciuoli G. (2013) - *Seasonal groundwater regime in an unsaturated pyroclastic slope*. Géotechnique 63 (5), 420–426.
- Pasuto A., & Silvano S. (1998) - *Rainfall as a trigger of shallow mass movements. A case study in the Dolomites, Italy*. Environmental Geology, 35(2-3), 184-189.
- Patacca E., Sartori R., & Scandone P. (1990). *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: Kinematic relations since late Tortonian times*. Memorie Società Geologica Italiana, 45, 425–451.
- Peruccacci S., Brunetti M. T., Luciani S., Vennari C., & Guzzetti F. (2012) - *Lithological and seasonal control on rainfall thresholds for the possible initiation of landslides in central Italy*. Geomorphology, 139, 79-90.
- Peruccacci S., Brunetti M. T., Gariano S. L., Melillo M., Rossi M. & Guzzetti F. (2017). *Rainfall thresholds for possible landslide occurrence in Italy*. Geomorphology, 290, 39-57.
- Picarelli L., Olivares L., Andreozzi L., Damiano E., & Lampitiello S. (2004) - *A research on rainfall-induced flowslides in unsaturated soils of pyroclastic origin*. In 9th Int. Simp. on Landslides. (Vol. 2, pp. 1497-1503). AA Balkema Publishers.
- Piciullo L., Gariano S. L., Melillo M., Brunetti M. T., Peruccacci S., Guzzetti F., & Calvello M. (2017) - *Definition and performance of a threshold-based regional early warning model for rainfall-induced landslides*. Landslides, 14(3), 995-1008.

Pierson T.C. & Costa J.E. (1987) - *A rheologic classification of subaerial sediment - water flows*. Geological society of America Rev. Eng. Geol. 7, pp. 1-12.

Pignone S., Del Maschio L., Gozza G., Pizziolo M. (2005) - *Determinazione di soglie pluviometriche per l'insorgere di fenomeni franosi nell'Appennino settentrionale*. Rapporto ARPA SIM e Regione Emilia Romagna Servizio Geologico Sismico e dei Suoli (33 pp.).

Pirone M., Papa R., & Nicotera M. V. (2010, September) - *Test site experience on mechanisms triggering mudflows in unsaturated pyroclastic soils in southern Italy*. In Proceedings of the Proc. 5th International Conference on Unsaturated Soils—Unsaturated Soils, Barcelona, Spain (pp. 6-8).

Rautiainen M., Heiskanen J., & N. Korhonen (2012) - *Seasonal changes in canopy leaf area index and MODIS vegetation products for a boreal forest site in central Finland*. Boreal Environment Research, 17, pp. 72-84.

Richards L. A. (1931) - *Capillary conduction of liquids through porous mediums*. Physics, 1(5), 318-333.

Rigon R., Bertoldi G., and Over T. M (2006) - *GEOTop: A Distributed Hydrological Model with Coupled Water and Energy Budgets*. J. Hydrometeorol., 7, 371–388.

Rolandi G., Maraffi S., Petrosino P., & Lirer L. (1993a) - *The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvio (8000 y BP): a magmatic alternating fall and flow-forming eruption*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 58(1-4), 43-65.

Rolandi G., Mastrolorenzo G., Barrella A. M., & Borrelli A. (1993b) - *The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3760 yBP): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 58(1-4), 67-88.

Rolandi G. (1997) - *The eruptive history of Somma-Vesuvius*. Cortini M., De Vivo B., Volcanism and Archeology in Mediterranean Area. Reserch Signpost. Trivandrum, p. 77-88.

Rolandi G., Petrosino P., & Mc Geehin J. (1998) - *The interplinian activity at Somma–Vesuvius in the last 3500 years*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 82(1-4), 19-52.

Rolandi G., Bertollini F., Cozzolino G., Esposito N., & Sannino D. (2000) - *Sull'origine delle coltri piroclastiche presenti sul versante occidentale del Pizzo d'Alvano (Sarno-Campania)*. Quaderni di Geologia Applicata, 7(1), 37-48.

Rolandi G., Bellucci F., Heitzler M., Belkin H., & De Vivo, B. (2003) - *Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy*. Mineralogy and Petrology, 79(1-2), 3-31.

Rolandi G., Munno R., & Postiglione A. (2004) - *The 472 AD eruption of Somma volcano*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 129, p. 289-318.

Romano P., Santo A., & Voltaggio M. (1994) - *L'evoluzione geomorfologica della pianura del Fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore–Olocene)*. Il Quaternario, 7(1), 41-56.

- Rosenbaum G., & Lister G. S. (2004) - *Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides*. *Tectonics*, 23, TC1013.
- Rosi M., Principe C., & Vecci R. (1993) - *The 1631 Vesuvius eruption. A reconstruction based on historical and stratigraphical data*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58(1-4), 151-182.
- Rossi F., Fiorentino M., & Versace P. (1984) - *Two-component extreme value distribution for flood frequency analysis*. *Water Resources Research*, 20(7), 847-856.
- Rossi F., & Villani P. (1994) - *Regional flood estimation methods*. In *Coping with floods* (pp. 135-169). Springer, Dordrecht.
- Rossi M., Peruccacci S., Brunetti M.T., Marchesini I., Luciani S., Ardizzone F., Balducci V., Bianchi C., Cardinali M., Fiorucci F., Mondini A.C., Reichenbach P., Salvati P., Santangelo M., Bartolini D., Gariano S.L., Palladino M., Vessia G., Viero A., Antronico L., Borselli L., Deganutti A.M., Iovine G., Luino F., Parise M., Polemio M., Guzzetti F., & Tonelli G. (2012) - *SANF: National warning system for rainfall-induced landslides in Italy*. In: E. Eberhardt, Froese C., Turner A.K., Leroueil S. (eds) *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*, pp. 1895-1899.
- Roure F., Casero P., & Addoum B. (2012) - *Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere*. *Tectonics*, 31, TC3006.
- Salvati P., Guzzetti F., Reichenbach P., Cardinali M., & Stark C. P. (2003) - *Map of landslides and floods with human consequences in Italy*. CNR Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche Publication, (2822).
- Salvati P., Bianchi C., Rossi M., & Guzzetti F. (2010) - *Societal landslide and flood risk in Italy*. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(3), 465-483.
- Samuels P. (2009) - *Language of risk: project definitions*. T32-04-01.
- Santacroce R., & Sbrana A. (2003) - *Geological map of Vesuvius*. SELCA Firenze.
- Santacroce R., Cioni R., Marianelli P., Sbrana A., Sulpizio R., Zanchetta G., Donahue J., & Joron, J. (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*, v. 177, p. 1-18.
- Sassa K. (1989) - *Geotechnical classification of landslides*. Traduzione di Lesmo R. da *Landslide News*, 3, In *Geologia Tecnica*, 4/90, Roma.
- Scaillet B., Pichavant M., & Cioni R. (2008) - *Upward migration of Vesuvius Magma Chamber over the past 20,000 years*. *Nature*, v. 455, p. 216-220.
- Schmidt R. (1981) - *Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the I.U.G.S. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. *Geology*, 9, pp. 41-43.

- Sidle R., & Ochiai H. (2006) – *Processes, prediction, and land use*. Water resources monograph. American Geophysical Union, Washington.
- Sigurdsson H., Cashdollar S., & Sparks S. (1982) - *The Eruption of Vesuvius in A.D. 79: Reconstruction from Historical and Volcanological Evidence*. American Journal of Archaeology, v. 86, no. 1, p. 39-51.
- Sirangelo B., & Versace P. (1992) - *Modelli stocastici di precipitazione e soglie pluviometriche di innesco dei movimenti franosi*. Proc. XXIII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, 31.
- Sirangelo B., & Versace P. (1996) - *A real time forecasting model for landslides triggered by rainfall*. Meccanica, 31(1), 73-85.
- Skempton A. W & De Lory F. A. (1957) - *Stability of natural slopes in London clay*. Proc. IV Int. Conf. Soil Mech. and Found. Eng., Londra, v. 2, p. 378.
- Skempton A. W., & Hutchinson J. (1969) - *Stability of natural slopes and embankment foundations*. In Soil Mech & Fdn Eng Conf Proc/Mexico/.
- Sorbino G. (2005) - *Numerical modelling of soil suction measurements in pyroclastic soils*. In Int. Symp. "Advanced experimental unsaturated soil mechanics". Taylor and Francis Group, London (pp. 541-547).
- Taylor D. W. (1948) - *Fundamentals of soil mechanics* (Vol. 66, No. 2, p. 161).
- Taylor S. A., & Ashcroft G. L. (1972) - *Physical edaphology. The physics of irrigated and nonirrigated soils*. San Francisco, USA, and Reading, W.H. Freeman and Company.
- Terlien M.T.J. (1996) - *Hydrological landslide triggering in ash-covered slopes of Manizales (Colombia)*. Geomorphology, 20, 165-175.
- Terlien M.T.J. (1998) - *The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds*. Environmental Geology, 35 (2-3), 124-130.
- Terribile F., Basile A., De Mascellis R., Di Gennaro A. & Vingiani S. (2000) - *I suoli delle aree di crisi di Quindici e Sarno: proprietà e comportamenti in relazione ai fenomeni franosi del 1998*. Quaderni di Geologia Applicata 7 (1), pp. 60-79.
- Terzaghi K. (1950) - *Mechanism of landslides*. Application of geology to engineering practice, Geol. Soc. Am, 83-123.
- Thorp J., & Smith G. D. (1949) - *Higher categories of soil classification: Order, suborder, and great soil groups*. Soil Science, 67(2), 117-126.
- Thornthwaite C. W. (1948) - *An approach toward a rational classification of climate*. Geographical review, 38(1), 55-94.
- Tindall, J. A. (1999) - *Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers*. No. 04; GB1197. 7, T5..

- Torrente M. M., Milia A., Bellucci F., & Rolandi G. (2010) - *Extensional tectonics in the Campania volcanic zone (eastern Tyrrhenian Sea, Italy): New insights into relationship between faulting and ignimbrite eruptions*. Italian Journal Geosciences, 129, 297–315.
- Tufano R., Fusco F., & De Vita P. (2016) - *Spatial modeling of ash-fall pyroclastic deposits for the assessment of rainfall thresholds triggering debris flows in the Sarno and Lattari mountains (Campania, southern Italy)*. Rendiconti Online Società Geologica Italiana, 41, 210-213.
- Tufano R., Cesarano M., Fusco F. & De Vita P. (2019) – *Probabilistic approaches for assessing rainfall thresholds triggering shallow landslides. The study case of the peri-Vesuvian area (southern Italy)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue 1. Sapienza Università Editrice.
- Turco E., Schettino A., Pierantoni P. P., & Santarelli G. (2006) - *The Pleistocene extension of the Campania Plain in the framework of the southern Tyrrhenian tectonic evolution: morphotectonic analysis, kinematic model and implications for volcanism*. In Developments in Volcanology (Vol. 9, pp. 27-51). Elsevier.
- 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.
- USDA (1998) - *Keys to Soil Taxonomy*. USDA- Natural Resources Conservation Service, 8th ed., 328.
- USDA (2014) - *Keys to soil taxonomy*. United States Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service 12th edition, pp. 372.
- Vanapalli S.K., Fredlund D.E., Pufahl D.E. & Clifton A.W. (1996) - *Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction*. Can Geotech J 33:379–392
- van Genuchten, M. T. (1980) - *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils I*. Soil science society of America journal, 44(5), 892-898.
- van Hinsbergen D. J. J., Wissers R. L. M., & Spakman W. (2014) - *Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback and slab segmentation*. Tectonics, 33, 393–419.
- Varnes D. J. (1978) - *Slope movement types and processes*. Special report, 176, 11-33.
- Vitale S., Tramparulo F.D., Ciarcia S., Amore F.O., Prinzi E.P., & Laiena F. (2017) - *The northward tectonic transport in the southern Apennines: examples from the Capri Island and western Sorrento Peninsula (Italy)*. International Journal of Earth Sciences, 106 (1), 97–113.
- Vitale S., & Ciarcia S. (2018) - *Tectono-stratigraphic setting of the Campania region (southern Italy)*. Journal of Maps, 14(2), 9-21.
- Weight, W. D., & Sonderegger, J. L. (2001) - *Manual of applied field hydrogeology*. McGraw-Hill.
- Whipkey R. Z. (1965) - *Subsurface stormflow from forested slopes*. Hydrological Sciences Journal, 10(2), 74-85.

- Wilson R. C., & Wieczorek G. F. (1995) - *Rainfall thresholds for the initiation of debris flows at La Honda, California*. Environmental & Engineering Geoscience, 1(1), 11-27.
- Wieczorek, G. (1987) - *in central Santa Cruz Mountains, California*. Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation, 7, 93.
- Wieczorek G.F. (1996) - *Landslide triggering mechanisms*. In: *Landslides: investigation and mitigation* (Turner AK, Schuster RL, eds). Washington DC: Transportation Research Board, National Research Council, special report, pp 76–90.
- Wieczorek G. F. & Glade T. (2005) - *Climatic factors influencing occurrence of debris flows*. In *Debris-flow hazards and related phenomena* (pp. 325-362). Springer, Berlin, Heidelberg.
- WP/WLI (1990) – *A Suggested Method for Reporting a Landslide*. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 41, pp. 5-12.
- WP/WLI (1993) – *Multilingual landslide Glossary*. Bi-Tech Publisher, Richmond, British Columbia, Canada, 59 pp.
- Zanchetta G., Sulpizio R., Pareschi M. T., Leoni F. M., & Santacroce R. (2004) - *Characteristics of May 5–6, 1998 volcanoclastic debris flows in the Sarno area (Campania, southern Italy): relationships to structural damage and hazard zonation*. Journal of volcanology and geothermal research, 133(1-4), 377-393.
- Zezeze, J., Trigo, R. M., & Trigo, I. F. (2005) - *Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 5(3), 331-344.
- Zezeze J.L., Trigo R.M., Fragoso M., Oliveira S.C., & Garcia R.A.C. (2008) - *Rainfall-triggered landslides in the Lisbon region over 2006 and relationships with the North Atlantic Oscillation*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 8, 483-499.

Allegati

ID	Data	Pluviometro	Durata (h)	Altezza di pioggia (mm)	Intensità (mm/h)	T (anni)	ΣP_5 - P (mm)	ΣP_{10} - P (mm)	ΣP_{30} - P (mm)	ΣP_{60} - P (mm)
a.2	02/11/1951	Mercato S.Severino	24	49	2.042	1.01	0	25	91	301
a.3	12/11/1951	Mercato S.Severino	24	35	1.458	1.00	108	110.5	240.5	406.5
a.4	19/01/1952	Mercato S.Severino	48	5.2	0.108	1.00	0	42.9	126.9	219.9
a.5	10/09/1955	Mercato San Severino	48	67	1.396	1.01	4.8	25.7	42.7	54.7
a.6	26/03/1956	Mercato San Severino	72	46.5	0.646	1.00	14.2	31.9	77.6	184.3
a.7	10/03/1958	Mercato San Severino	96	95.7	0.997	1.02	28.5	30.7	945.7	1031.2
a.10	11/11/1960	Mercato San Severino	48	25	0.521	1.00	52	62	123.3	209.5
a.11	04/11/1961	Mercato San Severino	48	201	4.188	3.29	101.1	252.4	467	627
a.11	04/11/1961	Sarno	168	149.8	0.892	1.09	0	3	128.3	281.7
a.14	21/02/1963	Sarno	312	104.5	0.335	1.00	43.6	81.8	135.4	285.6
a.15	22/02/1963	Sarno	336	123.7	0.368	1.01	80.9	80.9	156	291.2
a.16	20/12/1964	Sarno	144	141.8	0.985	1.09	54.2	54.2	155.8	195
a.17	09/01/1968	Sarno	24	3.6	0.150	1.00	2.6	51.8	247.8	256.4
a.19	05/12/1969	Mercato S.Severino	72	43.6	0.606	1.00	22.2	135.8	255.2	261.8
a.20	01/12/1971	MercatoSan Severino	48	5.6	0.117	1.00	2.8	115.6	229.8	345.4
a.21	03/01/1973	Sarno	216	179.2	0.830	1.14	134.6	187.8	188.6	409.4
a.23	03/09/1973	Mercato S. Severino	72	135.4	1.881	1.22	148.8	173.8	175	245
a.25	22/10/1974	Mercato S. Severino	48	79.2	1.650	1.03	0.4	44.4	90.2	126.6
a.25	22/10/1974	Sarno	24	1.6	0.067	1.00	29.4	66.2	195.2	288.8
a.26	28/11/1974	Mercato S. Severino	96	53	0.552	1.00	13.8	37.2	109.8	408.4
a.27	18/10/1975	Mercato S.Severino	216	301.6	1.396	2.46	120	262.8	271	546.8
a.31	01/09/1977	Sarno	24	11	0.458	1.00	0	22.6	43.6	47.2
a.31	01/09/1977	Mercato S.Severino	24	1.2	0.050	1.00	0	41	71.4	86.4
a.32	04/04/1978	Sarno	48	20.8	0.433	1.00	16.6	34.2	107	193.8

a.33	08/04/1978	Sarno	144	110.4	0.767	1.02	31.8	48.4	125.6	225.6
a.35	12/10/1979	Mercato S.Severino	48	72.8	1.517	1.02	0	46.2	144.6	204.8
a.36	15/11/1979	Mercato San Severino	72	69.2	0.961	1.01	24.4	33	97.2	314.6
a.38	12/10/1980	Nocera inferiore	120	261.2	2.177	2.85	122.8	122.8	125	207.6
a.39	14/11/1980	Nocera inferiore	144	161.4	1.121	1.17	86.2	202.6	338.8	612.2
a.40	16/01/1981	Tramonti (Fraz.Chiunzi)	96	111	1.156	1.05	28.4	35	190.3	443.4
a.41	21/10/1981	Baronissi	48	38.4	0.800	1.00	0	12.2	92.8	198.4
a.42	26/02/1984	Mercato S.Severino	120	160.6	1.338	1.22	123.6	139.8	275.8	413.2
a.43	22/02/1986	Palma Campania	144	111	0.771	1.02	66	120	283	448
a.46	04/10/1992	Sarno	48	106.6	2.221	1.14	1.2	48	60	63.4
a.47	04/05/1993	Sarno	48	38.8	0.808	1.00	1.4	1.6	17.2	67.8
a.47	04/05/1993	Lauro	96	30.4	0.317	1.00	8.4	8.4	34.6	97.2
a.48	05/05/1993	Lauro	120	39.2	0.327	1.00	4.4	4.6	7.6	70.8
a.48	05/05/1993	Sarno	72	10.2	0.142	1.00	22	22	34	110.6
a.49	26/12/1993	Sarno	96	103.4	1.077	1.04	25.4	29.2	129.6	277.2
a.49	26/12/1993	Lauro	96	97.2	1.013	1.03	30	40.8	146.4	303.8
a.50	27/12/1993	Sarno	96	103.4	1.077	1.04	75.2	75.6	145	327.2
a.52	10/01/1997	Sarno	120	134.2	1.118	1.09	24	35.6	126	371.2
a.54	05/05/1998	Lauro	48	157.8	3.288	1.80	20	64.8	126.8	171.6
a.54	05/05/1998	Sarno	216	159.4	0.738	1.08	19	64	130.8	188
b.1	17/11/1921	Salerno	288	283.7	0.985	1.7	172.5	247.3	401.4	436.5
b.4	26/03/1924	Salerno	48	92.1	1.919	1.1	62.8	118.8	226.3	688.2
b.5	27/03/1924	Salerno	72	118.3	1.643	1.1	64.8	169.8	277.3	739.2
b.6	02/04/1924	Salerno	192	150.8	0.785	1.1	22.6	141.2	295.8	804.1
b.7	28/02/1929	Sorrento	48	43.9	0.915	1.0	0.0	11.7	121.7	383.6
b.14	20/08/1935	Castellammare	48	36.5	0.760	1.0	0.0	5.7	5.7	94.0
b.15	21/08/1935	Gragnano	24	91.7	3.821	1.2	0	5.7	5.7	94
b.19	21/09/1944	Salerno	72	122	1.694	1.1	14.2	14.2	35.9	36.1
b.20	02/10/1944	Salerno	48	14.5	0.302	1.0	30.2	51	194.7	194.9
b.22	05/10/1946	Salerno	24	25.8	1.075	1.0	0	0	0	10
b.24	02/09/1950	Salerno	48	26	0.542	1.0	0	1.3	1.3	3.5

b.25	04/11/1950	Salerno	72	98	1.361	1.0	7	110.9	126.4	205.8
b.26	21/12/1950	Salerno	360	317.6	0.882	1.9	54.3	194.2	331.4	654.5
b.27	25/12/1950	Salerno	96	52.5	0.547	1.0	35.3	99.4	340.16	629.36
b.30	26/09/1951	Nocera Inferiore	48	129.9	2.706	1.3	0	7.6	98.2	106.6
b.31	02/11/1951	Nocera Inf	24	50.5	2.104	1.0	0	40.3	84.2	326.2
b.32	22/11/1951	Nocera Inf.	48	33.1	0.690	1.0	0	83.6	338.6	526.3
b.32	22/11/1951	Salerno	48	24.1	0.502	1.0	0	48.2	171.8	258.5
b.35	11/09/1953	Salerno	48	222.3	4.631	4.6	0	0	14.7	90.7
b.35	11/09/1953	Nocera inferiore	48	85	1.771	1.0	0	0	37.4	43.4
b.37	20/09/1953	Nocera inferiore	48	9.9	0.206	1.0	36.5	121.5	158.9	164.9
b.40	05/02/1954	Salerno	240	239	0.996	1.5	78.3	208.2	263.7	436
b.41	07/03/1954	Salerno	72	47	0.653	1.0	7	13.8	138.5	417.7
b.45	07/02/1955	Salerno	48	24.7	0.515	1.0	25	108.4	200	310.7
b.46	01/09/1955	Nocera Inferiore	48	23.6	0.492	1.0	0	0	46.1	104.9
b.46	01/09/1955	Salerno	48	20.3	0.423	1.0	0	0	22.6	121.6
b.47	10/09/1955	Salerno	48	65.6	1.367	1.0	2.1	25.7	39.8	87.2
b.47	10/09/1955	Nocera Inferire	48	27.8	0.579	1.0	0	24.8	54.7	82.5
b.48	24/10/1955	Nocera Inferiore	96	86	0.896	1.0	16.3	104.1	199.8	513
b.50	01/02/1956	Salerno	96	48.2	0.502	1.0	14.6	20.7	62.3	212.3
b.51	02/02/1956	Salerno	120	53.6	0.447	1.0	33.4	45.5	77.8	237.1
b.56	02/09/1958	Cava dei Tirreni(Badia)	72	156.2	2.169	1.4	8.2	8.2	14.7	21.5
b.56	02/09/1958	Salerno	72	61	0.847	1.0	6	6	7.2	19.8
b.59	06/09/1959	Nocera Inferiore	120	86	0.717	1.0	69	69	69.9	93.4
b.60	28/10/1959	Salerno	48	12	0.250	1.0	0	0	14.8	113.1
b.62	04/05/1960	Castellammare	48	6	0.125	1.0	10	38	119.6	298.2
b.63	11/11/1960	Nocera inferiore	144	82.2	0.571	1.0	52.8	152.2	208.3	415.5
b.64	08/12/1960	Nocera inferiore	72	149.5	2.076	1.3	41.2	53.4	284	414.4
b.66	18/10/1961	Nocera inferiore	48	170.2	3.546	2.1	0	3.5	187.5	188.7

b.67	31/10/1961	Salerno	96	91	0.948	1.0	10.2	30.3	409.6	409.6
b.67	31/10/1961	Nocera Inferiore	72	28.6	0.397	1.0	18.8	33.8	280	280
b.68	04/11/1961	Nocera Inf.	72	152	2.111	1.4	27.9	38.1	340.6	437.5
b.68	04/11/1961	Cava dei Tirreni	168	147.2	0.876	1.1	25	30.2	196.2	196.2
b.70	16/02/1963	Cava dei Tirreni	144	344.8	2.394	6.0	95.5	100.3	335.4	587.6
b.70	16/02/1963	Gragnano	96	287.2	2.992	5.0	42.4	43	155.4	444.4
b.70	16/02/1963	Castellammare di Stabia	168	153	0.911	1.1	91.6	94.6	249.6	568.8
b.70	16/02/1963	Salerno	144	128.8	0.894	1.1	52	53	167	337
b.71	17/02/1963	Gragnano	120	324.7	2.706	6.0	109.4	161.3	356	638.4
b.71	17/02/1963	Castellammare	192	169	0.880	1.1	68	93	187	360
b.72	18/02/1963	Castellammare	216	174	0.806	1.1	109	153	235	404
b.72	18/02/1963	Cava dei Tirreni	216	172.4	0.798	1.1	109	153	235	404
b.73	22/02/1963	Cava dei Tirreni	288	476.2	1.653	8.8	92.6	381.6	534.4	895.6
b.76	18/07/1963	Cava dei Tirreni	72	61.8	0.858	1.0	23	23	23	151
b.77	25/09/1963	Salerno	48	105.3	2.194	1.1	0	2	41.2	53.6
b.78	07/10/1963	Cava dei Tirreni	120	219	1.825	1.9	59.8	59.8	193.5	218.7
b.78	07/10/1963	Salerno	120	182.2	1.518	1.4	61.4	61.4	330.4	361.6
b.79	08/10/1963	Cava dei Tirreni	144	237	1.646	1.9	70.2	70.2	315.2	370
b.81	12/12/1963	Nocera Inferiore	48	25.4	0.529	1.0	0	20	30.2	32.6
b.82	17/12/1963	Castellammare	168	97	0.577	1.0	60	61	204	208.6
b.84	20/12/1964	Salerno	144	172.6	1.199	1.2	90.4	90.4	182.6	394.8
b.85	27/12/1964	Salerno	96	73.6	0.767	1.0	58.4	236.2	348.8	464.2
b.93	14/04/1967	Castellammare	96	51	0.531	1.0	14	15	42	82.9
b.95	17/12/1968	Cava dei Tirreni	48	204.6	4.263	3.5	31	128	192.2	334.6
b.100	24/03/1969	Salerno	48	138	2.875	1.4	15.2	99	246.4	372.4
b.101	25/03/1969	Salerno	48	138	2.875	1.4	123.4	193.8	369.8	495.8
b.104	17/09/1969	Nocera Inf.	48	102.2	2.129	1.1	3	15.4	117	133.2
b.105	03/01/1970	Castellammare	216	229.6	1.063	1.4	72.6	218.6	373.6	613.8
b.106	08/04/1970	Salerno	216	39.8	0.184	1.0	10.2	34.4	143.4	330.6
b.107	02/01/1971	Gragnano	120	203.5	1.696	1.6	33	291	326.2	466.8

b.108	21/01/1971	Gragnano	96	249	2.594	3.1	18	19	567.1	576.7
b.108	21/01/1971	Castellammare	48	142	2.958	1.5	5	5.2	467.2	472.6
b.110	29/11/1971	Castellammare	72	129	1.792	1.2	135	205	264	377.2
b.111	06/03/1972	Nocera Inferiore	72	117	1.625	1.1	38	110	238.2	413
b.112	07/03/1972	Nocera Inferiore	72	117	1.625	1.1	115	130	315	490
b.113	03/01/1973	Castellammare	144	371	2.576	8.2	283	285	289.4	333.6
b.116	22/10/1974	Nocera Inferiore	24	96	4.000	1.3	10	65	275	354
b.117	18/10/1975	Nocera Inferiore	216	224	1.037	1.4	101.4	215	215	406.4
b.118	12/12/1975	Castellammare	48	31.4	0.654	1.0	30	30	218.6	416.1
b.120	08/04/1976	Salerno	48	10.2	0.213	1.0	0	0	107.2	225
b.121	28/06/1976	Salerno	24	8.4	0.350	1.0	3.6	3.6	52	130.6
b.123	09/04/1978	Cava	240	276.4	1.152	1.9	211.2	263.4	351.4	577.4
b.123	09/04/1978	Salerno	96	114	1.188	1.1	70.8	118.6	196	324.2
b.131	10/10/1980	Nocera inferiore	72	122.8	1.706	1.1	85	85	91.4	169.8
b.134	15/11/1980	Cava	192	291	1.516	2.5	210.6	389.6	502.8	813
b.136	16/01/1981	Salerno (G.C.)	96	91.4	0.952	1.0	36.4	69.6	202.6	398.4
b.138	21/10/1981	Salerno (G.C.)	48	173.2	3.608	2.2	0	9.8	65	167.8
b.143	15/11/1982	Castellammare	48	60.2	1.254	1.0	0	0	55.6	160.2
b.145	26/02/1984	Nocera Inferiore	120	110.8	0.923	1.0	86.8	100.2	160.6	285.4
b.146	30/08/1984	Nocera Inferiore	48	74.8	1.558	1.0	7.4	7.4	51.6	60.2
b.147	28/01/1985	Sorrento	72	40.8	0.567	1.0	28	73.2	219.8	284.6
b.148	17/11/1985	Castellammare di stabia	48	92.6	1.929	1.1	0	0	117.2	117.2
b.149	22/02/1986	Gragnano	216	170.8	0.791	1.1	45	116	312.4	479
b.149	22/02/1986	Castellammare	96	55.4	0.577	1.0	30.8	42	173.2	277.2
b.150	23/02/1986	Castellammare	96	55.4	0.577	1.0	48.4	84	215.2	314
b.154	12/01/1987	Castellammare	72	129.6	1.800	1.2	14.4	15	65	154.6
b.154	12/01/1987	Minori	48	65	1.354	1.0	95	98	143	269.2
b.155	12/01/1987	Sorrento	72	45.2	0.628	1.0	75.8	107.2	126.4	322
b.155	23/02/1987	Castellammare	216	157.2	0.728	1.1	81.4	108.8	121.2	347
b.158	08/01/1988	Castellammare	24	2	0.083	1.0	4.6	5.2	61.2	415.2

b.159	10/01/1997	Castellammare	96	206	2.146	1.9	11.2	31.4	159.8	455.2
b.159	10/01/1997	Nocera Inferiore	96	164.2	1.710	1.3	35	51	167	460

Allegato 1: Database eventi pluviometrici. Nell'ID (a) identifica la localizzazione spaziale dell'evento presso i Monti di Sarno e (b) presso i Monti Lattari. T indica il periodo di ritorno delle condizioni pluviometriche innescanti.

```

!*****
!***** CONFIGURATION *****
!*****
TimeStepEnergyAndWater = 30
InitDateDDMMYYYYhhmm = 01/09/2008 00:00
EndDateDDMMYYYYhhmm = 01/09/2008 19:00
!InitDateDDMMYYYYhhmm = 10/10/2002 00:00
!EndDateDDMMYYYYhhmm = 12/10/2002 09:00
EnergyBalance =0
WaterBalance = 1
InitSoilPressureBedrock=-100000
!*****
!***** GEOGRAPHY *****
!*****
Latitude = 40.8
Longitude = 14.6
!*****
!***** METEO STATIONS *****
!*****
NumberOfMeteoStations=1
!PointElevation={PointElevation}
!PointSlope={PointSlope}
MeteoStationCoordinateX=467747
MeteoStationCoordinateY=4521424
MeteoStationElevation=729
!MeteoStationLatitude=40.8
!MeteoStationLongitude=14.6
MeteoStationStandardTime=1
MeteoStationWindVelocitySensorHeight=2.5
!MeteoStationTemperatureSensorHeight=3
MeteoStationSkyViewFactor = 0.88
OutputSoilMaps=1
FreeDrainageAtLateralBorder=1
FreeDrainageAtBottom=1
NormalHydrConductivityBedrock = 0.01843
LateralHydrConductivityBedrock = 0.01843
ThetaSatBedrock = 0.03
ThetaResBedrock = 0.02
AlphaVanGenuchtenBedrock = 0.00431
NVanGenuchtenBedrock = 3.100
SpecificStorativityBedrock = 0.00014
HeaderDateDDMMYYYYhhmmMeteo = "Date"
HeaderIPrec = "Iprec"
!HeaderWindVelocity = "WindSp"
!HeaderWindDirection = "WindDr"
HeaderRH = "RH"
HeaderAirTemp = "AirT"
!HeaderSWglobal = "Rad"
!*****
!***** SIM. POINTS *****
!*****
PointFile = "listpoints"
HeaderPointID = "ID"

```

```

HeaderCoordinatePointX = "xcoord"
HeaderCoordinatePointY = "ycoord"
!CoordinatePointY = {CoordinatePointY}
!CoordinatePointX = {CoordinatePointX}
PointSim = 0
RichardTol = 1.0E-5
RichardMaxIter = 100
RichardInitForc = 0.01
!*****
!***** INPUT MAPS *****
!*****
DemFile = "input_maps/pit_cut"
MeteoFile = "meteo/meteo"
LandCoverMapFile = "input_maps/land_pit"
!SkyViewFactorMapFile = "input_maps/SkyView"
SlopeMapFile = "input_maps/Slope_pit"
AspectMapFile = "input_maps/aspect_pit"
BedrockDepthMapFile = "input_maps/cover_pit"
!RiverNetwork = "input_maps/net"
!CurvaturesMapFile = "{CurvaturesMapFile}"
!*****
!***** LAND COVER *****
!*****
NumLandCoverTypes = 1
SoilRoughness = 35.0
SoilAlbVisDry = 0.09
SoilAlbNIRDry = 0.1602520789826799
SoilAlbVisWet = 0.18
SoilAlbNIRWet = 0.05
SoilEmissiv = 0.95
!SurFlowResLand = {SurFlowResLand}
!*****
!***** SOIL TYPE *****
!*****
SoilMapFile = "input_maps/Soil_pit"
SoilParFile = "soil/soil"
SoilLayerTypes = 1
SoilLayerNumber = 61
InitSoilPressure= -500, -500, -500, -500, -500, -500, -500, -500, -500, -500, -500, -500, 800, 800, 800, 800, 800,
800, 800, 800, 800, 800, 800, 200, 200, 200, 200, 200, 200, 200, 200, 200, 200, 200, 200, 200, 200, 200, 200,
200, 200, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -
100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -100000, -
100000,
!InitWaterTableHeightOverTopoSurface= -5000.0
InitSoilTemp = 25.0
!InitSoilTempBedrock = {InitSoilTempBedrock}
!ThermalConductivitySoilSolids = {ThermalConductivitySoilSolids}
!ThermalCapacitySoilSolids = {ThermalCapacitySoilSolids}
HeaderSoilDz = "Dz"
HeaderLateralHydrConductivity = "Kh"
HeaderNormalHydrConductivity = "Kv"
HeaderThetaRes = "res"
HeaderFieldCapacity = "fc"

```

```

HeaderThetaSat = "sat"
HeaderAlpha = "a"
HeaderN = "n"
HeaderSpecificStorativity = "SS"
!HeaderV = "VM"
!VegHeight = {VegHeight}
!LSAI = {LSAI}
!CanopyFraction = {CanopyFraction}
RootDepth = 400
!VegReflectVis = {VegReflectVis}
!VegReflNIR = {VegReflNIR}
!VegTransVis = {VegTransVis}
!VegTransNIR = {VegTransNIR}
!ChannelDepression = {ChannelDepression}
!--- STRUCTURE -----
PointOutputFile = "output_tabs/point"
!--- VARIABLES -----
PointAll = 1
LapseRatePrec = 0
!*****
!***** NUMERICS *****
!*****
HeatEqTol = 1.0E-6
HeatEqMaxIter = 800.0
!LapseRatePrec = {}
!LapseRateTemp = {}
!=====
! OUTPUT TIME SERIES
!=====
DtPlotDischarge = 0.0083333
DtPlotPoint = 0.0083333
!DatePoint = {DatePoint}
!DtPlotBasin = {}
!DischargeFile = "output_tabs/discharge"
PointOutputFile = "tabs/point"
PointAll = 1
!SnowProfileFile = "output_tabs/snow"
!BasinOutputFile = "${BasinOutputFile}"
!SoilAveragedTempProfileFile = "${SoilAveragedTempProfileFile}"
SoilLiqWaterPressProfileFile = "output_tabs/water_press"
SoilLiqContentProfileFile = "output_tabs/water_content"
!SoilTempProfileFile = "${SoilTempProfileFile}"
!SoilAveragedTempTensorFile = "output_maps/T"
SoilLiqContentTensorFile = "output_maps/thetalq"
!IceLiqContentTensorFile = "output_maps/thetaice"
SoilLiqWaterPressTensorFile = "output_maps/pressure"
!WaterTableDepthMapFile = "output_maps/watertable"
OutputSoilMaps = 0.5
SoilLiqContentTensorFile = "output_maps/theta"
SoilLiqWaterPressTensorFile = "output_maps/pressurehead"

```

Allegato 2: Foglio geotop.inpts di input al modello GEOtop.

H, Dz, Kh, Kv, res, sat, a, n, SS

B, 100,8.34E-01,8.34E-01,0.08,0.500,0.0056,1.57,5.00E-05

C, 100,38.2,38.2,0.001,0.560,0.0042,1.43,0.0001

Bb, 100,0.222,0.222,0.200,0.590,0.00073,1.320,6.00E-05

Bb, 100,0.222,0.222,0.200,0.590,0.00073,1.320,6.00E-05
 Bb, 100,0.222,0.222,0.200,0.590,0.00073,1.320,6.00E-05
 Bb, 100,0.222,0.222,0.200,0.590,0.00073,1.320,6.00E-05
 Bb, 100,0.222,0.222,0.200,0.590,0.00073,1.320,6.00E-05
 Bb, 100,0.222,0.222,0.200,0.590,0.00073,1.320,6.00E-05
 Cb, 100,38.2,38.2,0.001,0.560,0.0042,1.43,0.0001
 Bbbasal, 100,0.0194,0.0194,0.001,0.63,0.0072,1.11,7.00E-05
 Bbbasal, 100,0.0194,0.0194,0.001,0.63,0.0072,1.11,7.00E-05.

Allegato 3: soil.txt file con le caratteristiche idrauliche degli orizzonti simulati. H: orizzonte pedologico di riferimento; Dz: spessore orizzonte; Kh e Kv: conducibilità orizzontale e verticale rispettivamente, res e sat: contenuto d'acqua residuo e a saturazione rispettivamente; a e n: parametri dell'equazione di van Genuchten; SS: specific storage.