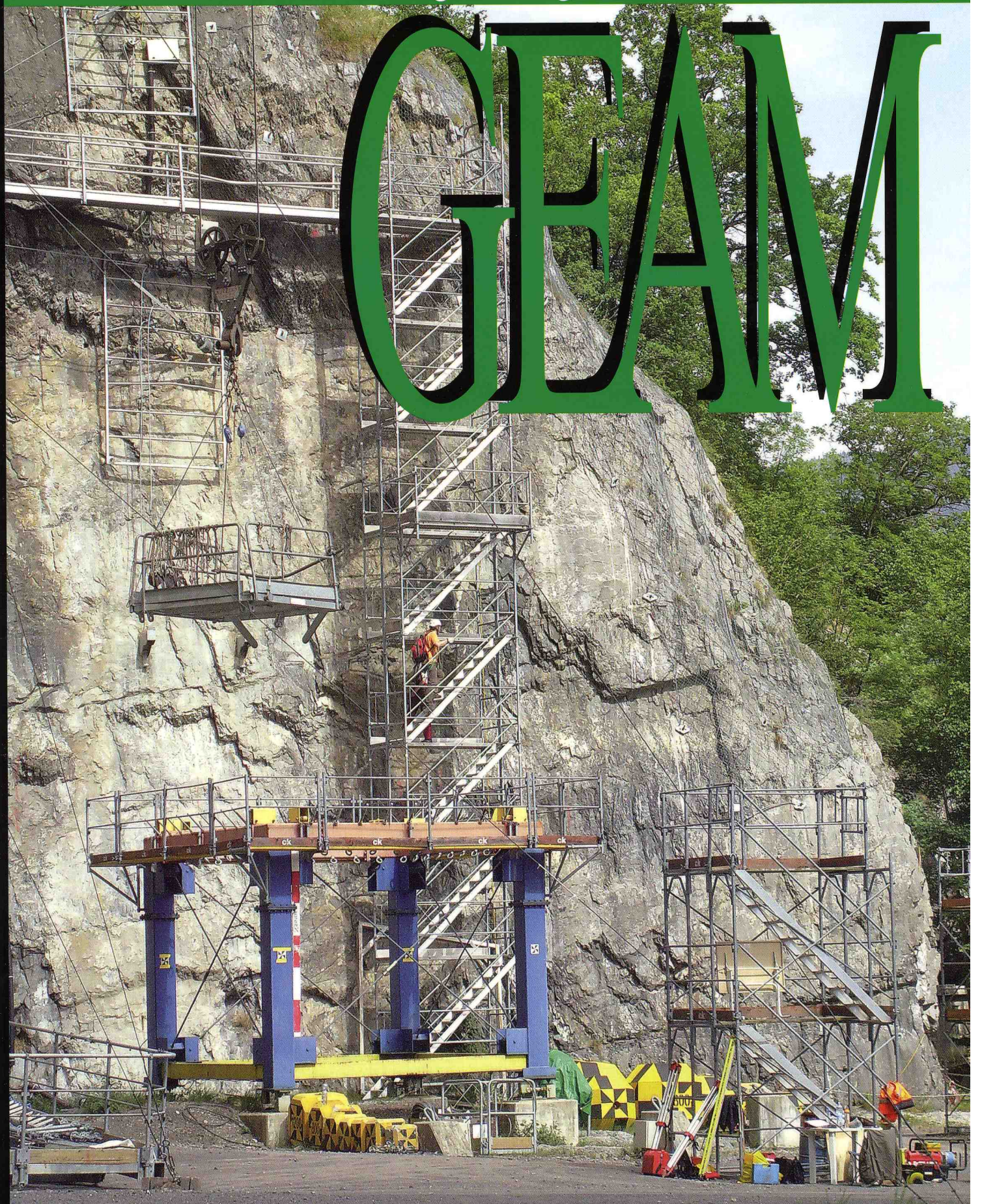
ISSN 1121-9041

Geoingegneria Ambientale e Mineraria

Geoengineering Environment and Mining

GEAM



GEAM - Anno XLVI - n. 1 gennaio-aprile 2009 - Quadrimestrale - Poste Italiane S.p.A. Sped. in Abb. Postale DL 353/2003 (conv. in Legge 27/02/2004 n. 46 Art. 1, Comma 1) - DCB - Bologna
Pàtron Editore s.r.l. - Via Badini, 12 - Quarto Inferiore - 40057 Granarolo dell'Emilia (Bo)

Pàtron Editore 126

Rivista della ASSOCIAZIONE GEORISORSE E AMBIENTE

Modelli geologici e meccanismi di innesco di frane da scorrimento-colata rapida nei depositi vulcanoclastici della Campania

Biagio Palma*
Domenico Calcaterra**
Mario Parise***

* Idrogeo s.r.l., Vico Equense (NA).
** Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Geotecnica ed Ambientale, Università di Napoli Federico II, Napoli.
*** Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, Bari.

Si analizzano i principali fattori che controllano l'innesco delle frane da scorrimento-colata nei depositi vulcanoclastici della Campania, con riferimento ai due principali contesti (dorsale carbonatica, area flegrea) coinvolti negli eventi dell'ultimo decennio. Sulla base di un accurato rilievo stratigrafico e geomorfologico, il ruolo svolto dai principali fattori (tra questi: livelli pomicei, viabilità montana, acque sotterranee, ecc.) è posto in relazione alle caratteristiche di alcune frane dell'Appennino campano attivatesi a partire dal 1996. Si evidenzia che esistono significative differenze tra le frane dell'area flegrea (Napoli, isola d'Ischia) e di quella peri-vesuviana (Pizzo d'Alvano, Penisola Sorrentina – Monti Lattari, Monte Fellino); in quest'ultima, infatti, l'assetto vulcanostratigrafico assume un ruolo decisivo, mentre nel contesto flegreo si può affermare che l'alterazione della sequenza piroclastica favorisce gli inneschi e la loro ripetitività nel tempo. I risultati conseguiti in questa sede sono infine confrontati con la più recente letteratura di settore, dal che emerge una sostanziale concordanza sui meccanismi causali.

Parole chiave: *frane da scorrimento-colata rapida, pericolosità da frana, depositi piroclastici, stratigrafia.*

Geological models and triggering mechanisms of slide-flows in the volcaniclastic deposits of Campania region (Italy). *The main factors which predispose and eventually can trigger slide-flows in the Campanian volcaniclastic deposits are here analyzed, with reference to two geological-geomorphological settings (carbonate hills, Phlegraean Fields), frequently affected by such landslides in the last decade. Based upon a thorough stratigraphical and geomorphological survey, the role played by factors such as pumice layers, mountain roads, groundwater circulation, etc., is related to the features of some Campanian landslides occurred from 1996 onward. Basic differences between the Phlegraean (Naples, Ischia island) and the peri-Vesuvian (Pizzo d'Alvano, Penisola Sorrentina – Lattari Mts., Mt. Fellino) landslides have been noticed; in the latter setting, in fact, the structure of the volcanic sequence is fundamental, while in the Phlegraean district weathering of the pyroclastic sediments favours the detachments and their repeated occurrence. Eventually a good agreement is found between the main results here achieved and the recentmost specific literature.*

Key words: *slide-flows, landslide hazard, pyroclastic deposits, stratigraphy.*

Modèles géologiques et mécanismes de déclenchement de glissement de masse – coulée rapide dans les dépôts volcanoclastiques de Campanie (Italie). *Nous analysons ici les facteurs principaux qui contrôlent le déclenchement des glissements de masse-coulées rapides dans les dépôts volcanoclastiques de Campanie, rapportés aux deux contextes les plus importants (dorsale carbonatée, zone phlégréenne) impliqués dans les événements de la dernière décennie. Nous basant sur un relevé stratigraphique et géomorphologique soigné, nous avons mis en rapport le rôle joué par les facteurs principaux (dont le niveaux de ponce, la viabilité des montagnes, les eaux souterraines etc.) avec les caractéristiques de certains éboulements de l'Apennin campanien, qui se sont vérifiés à partir de 1996. Nous mettons en évidence qu'il y a des différences significatives entre les éboulements de la zone phlégréenne (Naples, île d'Ischia) et ceux de la zone périvésuvienne (Pizzo d'Alvano, Péninsule de Sorrente, Monts Lattari, Mont Fellino); dans cette dernière, en effet, l'agencement volcanostratigraphique joue un rôle décisif, alors que l'on peut*

1. Premessa

Le numerose frane del tipo scorrimento-colata rapida che hanno coinvolto, a partire dal 1996, i terreni piroclastici di vari ambiti geologici della Campania hanno posto all'attenzione dell'opinione pubblica la primaria importanza della previsione, prevenzione e controllo di tali fenomeni. Ciò ha, a sua volta, determinato il coinvolgimento delle Istituzioni per gli aspetti relativi alla Difesa del Suolo e della Protezione Civile e, contestualmente, della comunità scientifica chiamata a fornire elementi di riferimento utili alla definizione dei vari fattori determinanti i meccanismi di innesco e l'evoluzione successiva del corpo di frana.

Molti contributi sono stati offerti da vari autori con particolare riferimento al Pizzo d'Alvano, ai Monti Lattari ed all'area flegrea (tra cui: Celico et al., 1986, 2000; Guadagno, 1991; Cascini et al., 1998; Del Prete et al., 1998; Calcaterra et al., 1999, 2000a, b; de Riso et al., 1999; Di Crescenzo & Santo, 1999; Parise et al., 2000, 2002). In essi sono state evidenziate le correlazioni esistenti fra la distribuzione areale dei dissesti e vari fattori (acclività dei versanti, irregolarità morfologiche, circolazione idrica sotterranea, spessore ed assetto stratigrafico dei depositi piroclastici, eventi pluviometrici, vegetazione, incendi, ecc.). Tra i suddetti fattori, gli eventi pluviometrici hanno ricevuto sinora una particolare attenzione, il che ha

affirmer que, dans le contexte phlégréen, l'altération de la fréquence pyroclastique favorise les déclenchements ainsi que leur répétitivité dans le temps. Ces résultats ont été confrontés à ceux que l'on trouve dans la littérature la plus récente, ce qui a fait apparaître une concordance essentielle sur les mécanismes causaux.

***Mots-clés** : glissement de masse-coulée rapide, dangerosité due aux éboulements, dépôts pyroclastiques, stratigraphie.*

consentito, grazie alla significativa disponibilità di dati storici (es.: Pizzo d'Alvano – cfr. Tabella 1), di pervenire alla determinazione di relazioni empiriche durata-intensità (tra gli altri, Guadagno, 1991; Calcaterra et al., 2000a; Crosta & dal Negro, 2003) confrontabili con analoghe relazioni ottenute in altri contesti geografici.

Alla luce di tali esperienze è apparso importante approfondire le conoscenze sul ruolo della stratigrafia delle coltri piroclastiche (Palma, 2002), con particolare riferimento alle zone di distacco, al fine di proporre modelli geologici di dettaglio in vista di un adeguato approccio allo studio dei meccanismi di innesco.

Scopo del presente lavoro è infatti la definizione dei caratteri litostratigrafici e morfometrici delle aree di distacco iniziale delle frane da scorrimento-colata, al fine di valutarne le interrelazioni con le rispettive superfici di scorrimento. Sono state a tal fine analizzate numerose frane verificatesi durante gli eventi pluviometrici del Novembre 1996 (Campi Flegrei), del Gennaio 1997 (Penisola Sorrentina), del Maggio 1998 (Pizzo d'Alvano e Monte Fellino) e dell'Aprile 2006 (Isola d'Ischia). Nelle aree studiate (Fig. 1) è stata dedicata particolare cura alla descrizione delle caratteristiche dei livelli piroclastici primari e secondari (caratteristiche geometriche, sedimentologiche e litologiche, colore, struttura interna, caratteristiche della frazione litica, ecc.), al fine di poter pervenire ad una corretta attribuzione vulcanostratigrafica dei vari depositi ed all'interpretazione dei meccanismi deposizionali. Nei limiti consentiti dall'accessibilità dei luoghi, si è fatto ricorso a molteplici scavi a mano, lungo le sezioni descritte, in corrispondenza della scarpata principale, lungo il piano di scorrimento prossimo al coronamento e nelle aree limitrofe.

Tab. 1. Piogge antecedenti alcuni eventi d'instabilità occorsi sul versante settentrionale del Pizzo d'Alvano; le percentuali sono espresse in funzione della precipitazione media annua (da Calcaterra et al. 2000a, mod.).
Antecedent rainfalls for slope instabilities occurred on the northern slope of Mt. Pizzo d'Alvano; percentages expressed as a function of the mean yearly rainfall (modified after Calcaterra et al., 2000a).

Evento	24 ore	48 ore	10 giorni	30 giorni	60 giorni	120 giorni
4-5 Maggio 1998	103.4	121.8	200	n.m.	n.m.	n.m.
	9.2%	10.9%	17.8%	–	–	–
12-13 Nov. 1997	49.2	49.4	165.8	277.4	302.9	441.9
	4.4%	4.4%	14.8%	24.7%	27.0%	39.4%
10-11 Gen. 1997	31	75.6	147	230.8	452.4	517.2
	2.8%	6.7%	13.1%	20.6%	40.3%	46.1%
4 Mag. 1993	16.8	30.4	38.8	50.8	127.6	230.6
	1.5%	2.7%	3.5%	4.5%	11.4%	20.6%
26 Dic. 1993	38	67.2	98.6	213.6	371	645.4
	3.4%	6.0%	8.8%	19.0%	33.1%	57.5%
27 Ago. 1990	31.2	31.2	41.2	83.6	92.2	135.6
	2.8%	2.8%	3.7%	7.5%	8.2%	12.1%
7-10 Apr. 1978	46	92.2	148	215.4	302.2	456
	4.1%	8.2%	13.2%	19.2%	26.9%	40.6%

n.m. = dato non misurato

2. Il contesto geologico e geomorfologico delle aree di studio

2.1. Massicci carbonatici

Le dorsali carbonatiche del Pizzo d'Alvano, della Penisola Sorrentina-M.ti Lattari e del Monte Fellino sono monoclinali il cui sollevamento è connesso all'azione di faglie regionali attive durante il Plio-Pleistocene (Brancaccio & Cinque, 1988). L'ossatura dei rilievi è rappresentata da calcari e calcari dolomitici d'età meso-cenozoica, ai quali sono talora intercalati livelli pelitici e conglomerati intraformazionali. Solo localmente, si conservano piccoli lembi di terreni miocenici trasgressivi sul substrato mesozoico, costituiti da arenarie, peliti e calcari marnosi. Ai piedi dei versanti e nelle aree di fondovalle, le unità di substrato sono ricoperte da depositi quaternari, tra i quali il *Tufo Grigio Campano* e corpi stratoidi di ghiaie calcaree, a spigoli da vivi a smussati, spesso cementate.

L'insieme delle vicende geodinamiche occorse durante il Plio-Pleistocene ha determinato la formazione del tipico paesaggio modellato secondo il meccanismo dell'arretramento rettilineo-parallelo di piani di faglia generatisi ai piedi dei versanti. Per tale motivo i connotati geomorfologici salienti sono rappresentati da pendii ad alta energia di rilievo, dissecati da impluvi a basso ordine

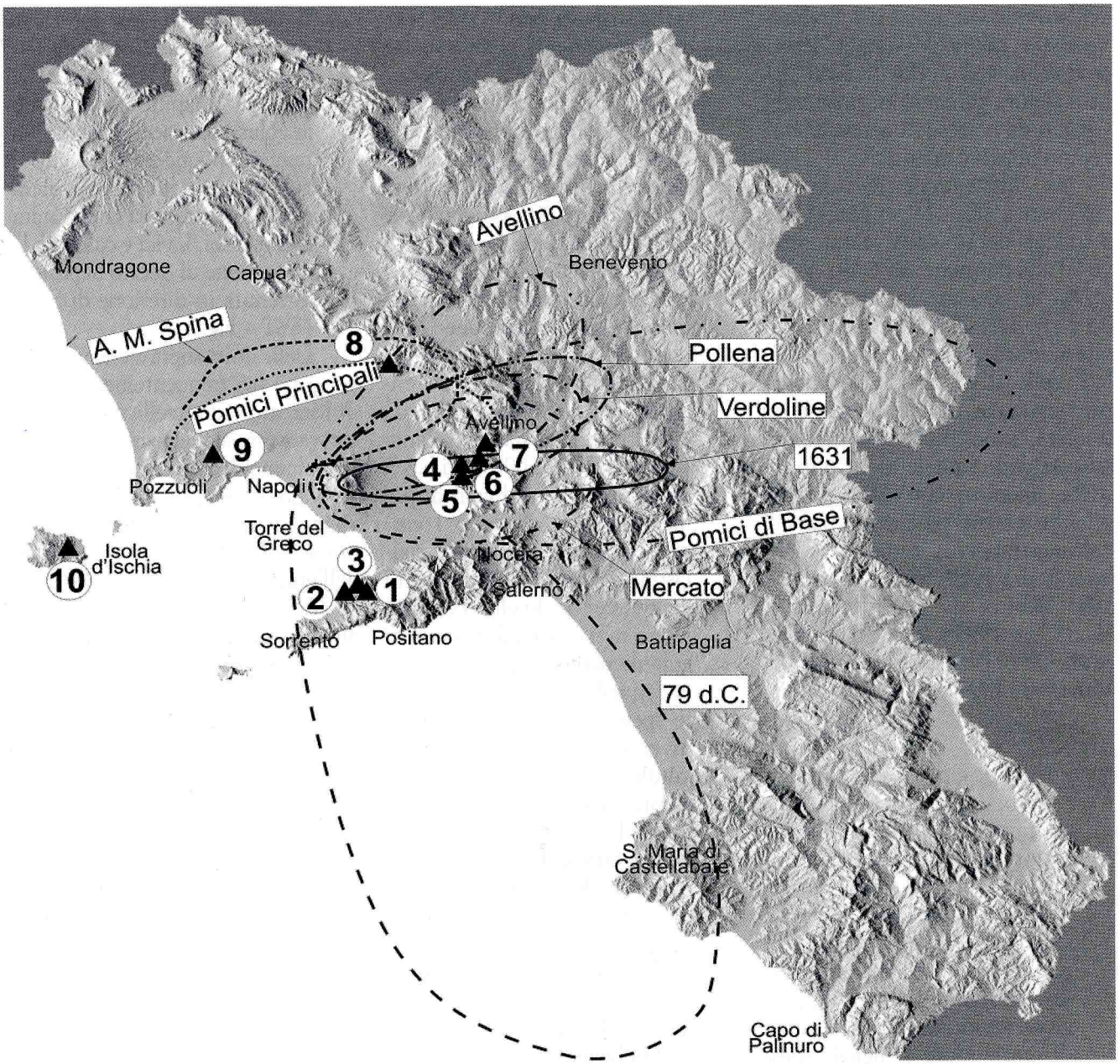


Fig. 1. Distribuzione dei depositi piroclastici delle eruzioni pliniane e sub-pliniane dei Campi Flegrei (ultimi 12.000 anni) e del Somma-Vesuvio (ultimi 18.000 anni) (da Orsi et al., 2002, modificato), e ubicazione delle frane studiate. 1) Patierno (Vico Equense); 2) Pacognano (Vico Equense); 3) Pozzano (Castellammare di Stabia); 4) Vallone Tuoro (Sarno); 5) Vallone Santa Lucia (Sarno); 6) Vallone Connola (Quindici); 7) La Foresta (Moschiano); 8) La Palombara (San Felice a Cancello); 9) Eventi franosi della collina dei Camaldoli; 10) Frane di Monte di Vezzi.

Location of studied slope movements, and distribution of pyroclastic deposits from the plinian and sub-plinian eruptions of Phlegraean Fields (last 12.000 years) and Somma-Vesuvius (last 18.000 years) (modified after Orsi et al., 2002). 1) Patierno (Vico Equense); 2) Pacognano (Vico Equense); 3) Pozzano (Castellammare di Stabia); 4) Vallone Tuoro (Sarno); 5) Vallone Santa Lucia (Sarno); 6) Vallone Connola (Quindici); 7) La Foresta (Moschiano); 8) La Palombara (San Felice a Cancello); 9) Landslides of the Camaldoli Hill; 10) Landslides of Mt. Vezzi.

gerarchico, talora delimitati da versanti con acclività maggiore di 50°. Tali impluvi hanno alimentato, nei settori terminali, conoidi alluvionali e detritiche di più generazioni, in conseguenza delle profonde e ripetute variazioni dei livelli di base relativi susseguitesi durante il Quaternario. Le conoidi caratterizzano la fascia di raccordo con i settori di piana. I rilievi sono interessati da diffusi fenomeni carsici, come testimoniato dalla presenza di condotti carsici, talora responsabili dell'affioramento di sorgenti di alta quota. I versanti carbonatici sono ricoperti da prodotti piroclastici sciolti messi in posto durante le fasi parossistiche

dell'attività vulcanica del Somma-Vesuvio e, talora, dei Campi Flegrei: prodotti da caduta (lapilli e ceneri), in giacitura primaria e secondaria, separati da paleosuoli generalmente ben sviluppati e maturi.

La distribuzione dei depositi piroclastici (Fig. 1), connessa alla *magnitudo* del singolo evento eruttivo ed alla direzione dei venti di alta quota, ha generato successioni vulcano-stratigrafiche variabili da dorsale a dorsale, talora anche nell'ambito della stessa unità. Di seguito, per ciascuna dorsale carbonatica studiata, sono descritti i caratteri salienti delle singole unità piroclastiche affioranti, con riferimento ai principali lavori prodotti in tema di vulcanostratigrafia campana (Delibrias et al., 1979; Sigurdsson et al., 1985; Rosi et al., 1993; Rolandi et al., 1993a, 1993b, 2000; Bertagnini et al., 1996; De Vita et al., 1999; Di Vito et al., 1999).

2.1.1. Dorsale di Pizzo d'Alvano

- Eruzione delle "Pomici di Base" (Santacroce, 1987; Andronico et al., 1995; Bertagnini et al., 1996) o eruzione di Sarno (18.000 anni b.p.): banco di pomici grigio-chiare dello spessore massimo di 1.5-2 m, passanti verso l'alto ad un banco di scorie scure di uguale spessore. Sovente l'orizzonte in posto è ricoperto da prodotti stratificati, formatisi a seguito di fenomeni di mobilizzazione post-deposizionali. Nei settori terminali di molti impluvi sono presenti imponenti apparati di conoide costituiti quasi interamente dai depositi di questa eruzione (Zanchetta et al., 2004).
- Eruzione delle "Pomici Verdoline" (Andronico et al.,1995; Siani et al., 2001; Cioni et al., 2003) (15.000 anni b.p.): alternanza di livelli di lapilli, pomici e ceneri, a vario grado di coesione, distribuiti verso E-NE (Fig. 1). I frammenti pomicei sono di colore tipicamente verdastro, poco porfirici e vescicolari; sono presenti, inoltre, frammenti calcarei e lavici la cui percentuale aumenta verso l'alto. Al pari delle Pomici di Base, anche le Pomici Verdoline sono spesso assenti sui versanti a causa dei processi erosionali avvenuti durante l'ultima glaciazione (Zanchetta et al., 2004).
- Eruzione di Mercato (Santacroce, 1987; Andronico et al., 1995) o di Ottaviano (Rolandi et al., 1993b) (8.000 anni b.p.): successione di tre livelli di pomici bianche (diametro 1 cm) con patina di alterazione giallastra, separati da sottili livelli di cenere. Il livello pomiceo inferiore si contraddistingue per granulometria generalmente fine, quello centrale ha maggiore spessore e tipica gradazione inversa, mentre il livello sommitale mostra un forte incremento della frazione litica nerastra. Lo spessore complessivo del deposito è di circa 1 m.
- Eruzione di Avellino (Andronico et al., 1995; Cioni et al., 2000) (circa 3.700 anni b.p.): livello di pomici centimetriche dello spessore complessivo di circa 40 cm. Le pomici sono porfiriche per cristalli di sanidino, pirosseno e biotite, di colore variabile dal grigio, in alto (S=10-20 cm), al bianco intenso, nella parte bassa; talora il livello di pomici grigie è assente. Il deposito contiene abbondanti frammenti tufacei, calcarei e lavici.
- Eruzione di Pollena (Rosi & Santacroce, 1983; Santacroce, 1987) (472 d.C.): pomici dense (d=1-2 cm), di colore grigio-verdastro e sovente con superficie a "crosta di pane", dello spessore di circa 10 cm. Le pomici sono ricche di fenocristalli di leucite, plagioclasio e biotite. Il più delle volte esse sono state rinvenute in *facies* secondaria.
- Eruzione del 1631 a.D. (Rosi et al., 1993): lapilli a spigoli subangolari, scoriacei e subordinatamente pomicei (d = 1 cm) di colore da grigio scuro a nerastro. Sono presenti anche frammenti litici, lavici e calcarei. La dispersione di questo deposito è avvenuta in direzione di Sarno (EST – Fig. 1).

Delle unità sopra elencate si rinvengono più frequentemente quelle di Mercato e di Avellino, con spessori prossimi al metro nel primo caso e di alcune decine di centimetri nel secondo. È presente anche, con elevata continuità immediatamente al di sotto del suolo attuale, il deposito dell'eruzione del 1631, in spessori di 20-30 cm. Prodotti riferibili alle altre eruzioni affiorano con minore continuità per effetto dei processi erosionali o a causa dell'originario esiguo spessore.

2.1.2. Monti Lattari – Penisola Sorrentina

Buona parte dei crinali di quest'area, in particolare quelli esposti a nord, sono estesamente ricoperti da depositi piroclastici prodotti dall'eruzione pliniana più nota del Somma-Vesuvio (79 d.C.), con spessori massimi dell'ordine di 2 m. Tali depositi sono costituiti, nella parte superiore, da un'alternanza di livelli centimetrici di pomici, litici e frammenti calcarei metamorfosati e livelli di cineriti pisolitiche (sabbia fine limosa). A letto di tale alternanza, il deposito è caratterizzato da un livello ($S_{max} \cong 1.00$ m) di pomici grigie a spigoli da vivi a smussati. Le pomici sono ben vescicolate, porfiriche per fenocristalli di sanidino e pirosseni e, talora, si associano a frammenti lavici e di calcari metamorfosati. Tale livello poggia su uno strato di pomici bianche a spigoli vivi dello spessore medio di alcuni decimetri.

I prodotti dell'eruzione del 79

d.C. si rinvengono in *facies* sia primaria che secondaria. In alcune località, come ad esempio allo sbocco dei valloni incombenti sul centro abitato di Casola e sul versante settentrionale del Monte Faito, essi sono da riferire ad imponenti eventi franosi del tipo *mud flow* o *debris flow*.

2.1.3. Dorsale del Monte Fellino

I versanti carbonatici settentrionali del Monte Fellino sono ricoperti da depositi piroclastici da caduta da riferire, essenzialmente, all'eruzione vesuviana di Avellino ed all'eruzione flegrea di Agnano – Monte Spina; quest'ultima presenta centro di emissione localizzato nella Conca di Agnano (Delibrias et al., 1979; De Vita et al., 1999). Tali terreni di copertura sono costituiti da depositi cineritici intercalati ad esigui livelli di pomici e paleosuoli. In particolare si rinvengono:

- Eruzione di Agnano – Monte Spina (4.100 anni b.p.): successione di sottili livelli di pomici (d = 1-2 cm, spessore di 5-10 cm) e ceneri a diverso grado di coesione. Le pomici sono porfiriche per fenocristalli di sanidino, pirosseni e biotite. Lo spessore totale nell'area non supera i 15 cm, con deposito estremamente discontinuo lateralmente.
- Eruzione di Avellino (3.700 anni b.p.): sottile livello di pomici grossolane di colore grigio, molto porfiriche per cristalli di sanidino, pirosseno e biotite, che, localmente, termina con un sottile livello di cenere.

2.2. L'area flegrea

La depressione dei Campi Flegrei è una struttura calderica derivante dalla sovrapposizione di due principali episodi di sprofondamento (Orsi et al., 1996) connessi rispettivamente alle eruzioni dell'*Ignimbrite Campana* (IC, 39.000 anni; De Vivo et al., 2001) e del *Tufo Giallo Napoletano* (TGN, 15.000 anni; Deino et al., 2004). Il fondo della caldera più recente è stato interessato da un fenomeno di risorgenza che è tuttora in atto e si manifesta attraverso i ben noti eventi bradisismici.

Dal punto di vista litologico, l'area flegrea è costituita, prevalentemente, da depositi vulcanici e subordinati depositi di mare basso, costieri e palustri. Si rinvengono anche depositi prodotti dall'evoluzione dei versanti e, data la continua frequentazione da parte dell'uomo (con tracce che risalgono ad almeno 6.000 anni fa), depositi connessi all'attività antropica. Le rocce vulcaniche sono per la quasi totalità prodotte dal sistema magmatico flegreo, subordinatamente da quello vesuviano e solo in minima parte dagli eventi vulcanici delle isole di Ischia e Procida. Esse sono prevalentemente piroclastiche, con associate colate e duomi lavici. Le piroclastiti includono depositi da caduta e da flusso piroclastico. Questi ultimi, in particolare quelli delle eruzioni a più alta *magnitudo* (IC e TGN) e quelli prossimali derivanti da eruzioni freato-magmatiche, sono talvolta litificati per effetto di processi di trasformazione post-deposizionale, prevalentemente a seguito di zeolitizzazione e subordinatamente di saldatura, formando orizzonti anche di spessore significativo.

I depositi litificati formano l'ossatura dei versanti che delimitano la caldera flegrea, oltre che coni e relitti di coni formatisi durante eruzioni freato-magmatiche. Depositi di mare basso e di spiaggia ricorrono a varie altezze stratigrafiche e sono legati a variazioni della linea di costa indotte dalle fluttuazioni glacio-eustatiche del livello del mare, oltre che dalla deposizione di prodotti vulcanici e da movimenti verticali del suolo. Essi si rinvengono dislocati a varie altezze per effetto delle deformazioni indotte dall'intensa attività vulcano-tettonica della caldera.

2.2.1. Camaldoli

Dal punto di vista litologico l'area si caratterizza per la presenza di depositi piroclastici sciolti (ceneri e pomici) e litificati (tufi). Nello specifico le unità stratigrafiche, dalle più recenti alle più antiche, sono di seguito descritte, con riferimento a quanto riportato in Calcaterra et al. (2007a).

- Deposito antropico. Piroclastiti rimaneggiate costituite da blocchi eterometrici di tufi, lave, malta, terracotta ecc., in matrice da fine a grossolana derivante dal disfacimento dei citati materiali e di manufatti antropici;
- Deposito detritico di versante. Cineriti rimaneggiate con disperse pomici e litici di dimensione per lo più sub-centimetrica, talora organizzati in livelli di spessore centimetrico. Ai piedi delle balze tufacee, tali depositi sono costituiti da blocchi di tufo, di forme variabili e dimensioni da decimetriche a metriche, in matrice da fine a grossolana;
- Deposito di piana e di fondovalle. Sequenze di livelli e lenti di sabbie e limi contenenti dispersi frammenti di pomici, lave e tufi di varie dimensioni; localmente frammenti di manufatti. Il deposito, da associare a meccanismi di trasporto per flussi in massa e ruscellamento, è generalmente ben selezionato, sciolto e talora coesivo;
- Depositi piroclastici più recenti di 15.000 anni (15.000 ÷ 3.800 anni). In questa unità è stata inclusa la sequenza di depositi piroclastici e paleosuoli più recenti dell'eruzione del TGN e del relativo collasso calderico (Isaia, 1998; Di Vito et al., 1999). La sequenza comprende depositi piroclastici, prevalentemente da caduta e subordinatamente da *surge*, costituiti da ceneri e pomici. I livelli cineritici hanno grado di coesione va-

riabile e contengono lapilli accrezionari, pomici e frammenti litici lavici e tufacei. I livelli di pomici variano in spessore da centimetrici a decimetrici, sono ben selezionati e contengono subordinati frammenti litici. I paleosuoli, a vario grado di umificazione, sono costituiti da cenere a granulometria medio-fine. L'intera sequenza generalmente ammanta la superficie sommitale del TGN;

- Tufo Giallo Napoletano (15.000 anni). Deposito da *fall*, flussi e *surges* piroclastici costituito da una sequenza di livelli di ceneri a differente granulometria, da massivi a laminati, contenenti dispersi frammenti pomicei e litici talora organizzati in livelli con spessore da centimetrico a decimetrico. L'unità presenta orizzonti sciolti e zeolitizzati (tufi), questi ultimi generalmente attraversati da fratture da raffreddamento;
- Tufo del Verdolino (tra 18.000 e 15.000 anni). È costituito da una sequenza di livelli cineritici a laminazione piano-parallela, ondulata ed incrociata, contenenti pomici e litici. Presenta colore giallastro e grado di litificazione estremamente variabile. La sequenza poggia, in contatto stratigrafico a forte discordanza, su tutti i depositi sottostanti affioranti nell'area;
- Tufo di Masseria del Monte (tra 39.000 e 14.000 anni). Sequenza di colore bianco-grigiastro di livelli e lenti di ceneri e pomici, da poco a mediamente litificata, fortemente laminata. Le pomici, sia disperse che concentrate in livelli e lenti, sono eterometriche, generalmente angolari, ben vescicolate e porfiriche per cristalli di feldspato e biotite;
- Ignimbrite Campana (39.000 anni). È costituita da banchi a differente grado di saldatura, composti da scorie nerastre, in abbondante matrice cineritica di colore grigio chiaro (Piperno), localmente sormontati da brecce eterometriche, grossolane (Breccia Museo) e depositi ignimbritici a basso grado di litificazione, di colore grigio-rossastro. La giacitura dei tre depositi, in continuità stratigrafica e concordanti, varia da sub-orizzontale a debolmente immergente verso est.

2.2.2. Ischia

L'isola d'Ischia è costituita in prevalenza da depositi vulcanici di età compresa tra oltre 150.000 anni dall'attuale ed il 1302 a.D. La formazione più nota nell'ambito dell'attività vulcanica ischitana è rappresentata dal deposito ignimbritico del Tufo Verde di Monte Epomeo (~ 55.000 anni dall'attuale), la cui messa in posto sarebbe stata seguita dalla formazione di una caldera in corrispondenza dell'attuale porzione centrale dell'isola (Vezzoli, 1998).

Monte di Vezzi, ubicato nel settore sud-occidentale dell'isola, è un apparato vulcanico complesso, che culmina con un duomo lavico, ammantato da depositi piroclastici sciolti dell'attività esplosiva più recente. Dal basso verso l'alto, i prodotti sono costituiti da depositi scoriacei stratificati immergenti verso N-NW, ed alternati, nella parte alta, a livelli cineritici di colore giallo-ocraceo e/o violaceo. A quote comprese tra 270 e 280 m s.l.m. essi mostrano una diversa giacitura, immergente a SE, nell'ambito di banchi di scorie agglutinate. Affioramenti di lava massiccia, a notevole grado di fratturazione, costituiscono la ripida parete ad andamento sub-verticale nella parte sommitale del versante. Tali prodotti sono ricoperti da prodotti piroclastici più recenti, appartenenti alla Formazione di Pignatiello, alla Formazione del Monte di Vezzi, alla *Facies* incoerente della formazione del Tufo Verde, ed alla Formazione di Piano Liguori (Rittmann & Gottini, 1980; Vezzoli, 1988; Di Nocera et al., 2007).

3. *Le frane*

3.1. Gli scorrimenti-colate del Pizzo d'Alvano

Frana del Vallone Tuoro (Comune di Sarno)

La frana, innescatasi il 5 Maggio 1998, si è attivata lungo il versante meridionale del Pizzo d'Alvano caratterizzato dalla presenza di numerose pareti di morfoselezione (Fig. 2), ed ha causato la perdita di una vita umana. Il versante su cui si è generato il distacco presenta acclività media di 40° ed è mantellato da una coltre di depositi detritico-piroclastici (spessore 1-2 m) in appoggio sul substrato carbonatico con giacitura a franapoggio (inclinazione 10° verso SW). Nei calcari sono ben evidenti piccoli condotti carsici che hanno presumibilmente contribuito all'innesco della frana. I materiali mobilitati dall'evento franoso hanno raggiunto il piede del versante incanalandosi nell'impluvio che divide la frazione di Curti da quella di Episcopio. La colata, raggiunta la conoide presente allo sbocco del vallone, ha profondamente inciso i depositi della stessa.

L'analisi dei depositi piroclastici presenti nel settore sommitale delle zone di distacco ha consentito l'individuazione di più livelli di pomici, da riferire ad altrettante eruzioni del Somma-Vesuvio (Mercato, Avellino e Pollena), separati da paleosuoli (Fig. 3).

La frana è a geometria ramificata, con due rami principali che a quota di 350 m s.l.m. confluiscono nel Vallone del Tuoro, e relative diramazioni (Fig. 2). Dell'intero corpo di frana, per difficoltà logistiche, si è analizzato il ramo principale destro e le sue diramazioni. In Tabella 2 sono riportati i dati morfometrici delle singole zone di distacco; tra queste, la N1-RS1A, di cui in Figura 3 è schematizzata la successione vulcano-stratigrafica.

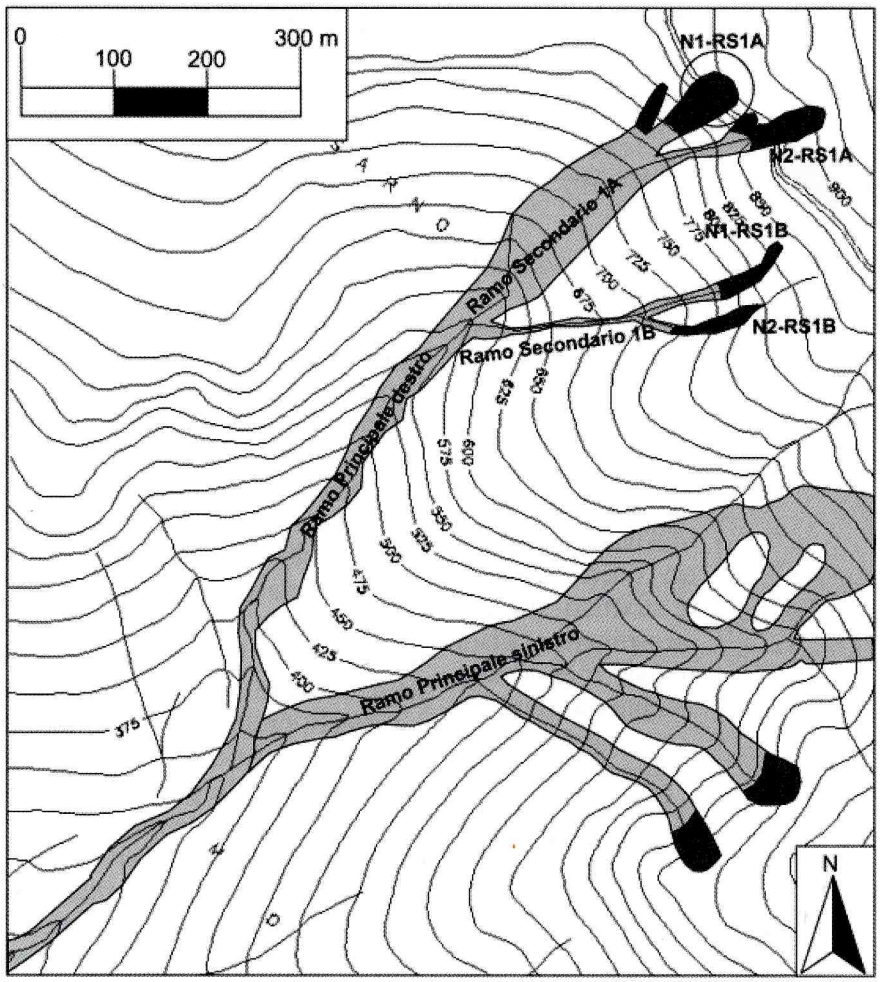


Fig. 2. Frana del Vallone Tuoro (Comune di Sarno).
Vallone Tuoro slope movement (Sarno Municipality).

L'analisi puntuale dei depositi detritico-piroclastici ha consentito di individuare, oltre ai rapporti geometrici esistenti tra questi ed il piano di scorrimento della frana (Fig. 4), una lente di pomici rimaneggiate, posta immediatamente a monte di un sentiero montano e poggiante su un suolo di colore marrone. Tale lente è riferibile alle Pomici di Avellino, presenti a monte dell'affioramento, il che testimonia come il versante sia stato già interessato in passato da fenomeni franosi. Inoltre, lungo la scarpata principale sono state osservate, nel livello pomiceo, alcune cavità (d = 10-30 cm) prodotte verosimilmente da flussi idrici sotterranei alimentati da apporti meteorici intensi.

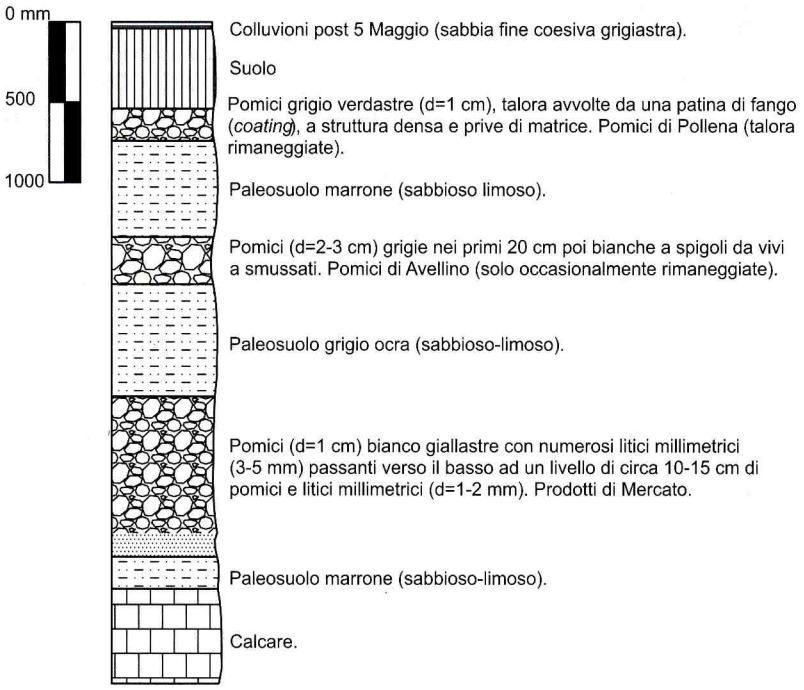


Fig. 3. Stratigrafia della frana del Vallone Tuoro (Comune di Sarno) – zona di distacco N1-RS1A.
Stratigraphy of the Vallone Tuoro slope movement (Sarno Municipality) – detachment zone N1-RS1A.

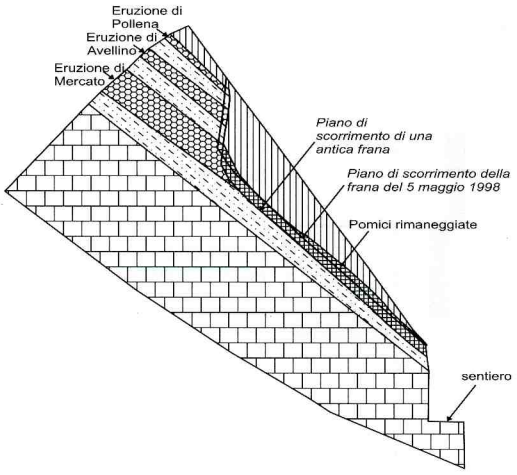


Fig. 4. Frana del Vallone Tuoro (Comune di Sarno). La scarpata principale, h = 2 m ca., attraversa i livelli di pomici delle eruzioni di Pollena, Avellino e Mercato. Il piano di scorrimento, posto tra la scarpata ed il sentiero, è costituito da una superficie, inclinata di circa 40° rispetto all'orizzontale, che corre lungo il contatto pomici rimaneggiate-suolo.
Vallone Tuoro slope movement (Sarno Municipality). The main scarp, h = 2 m, cuts the pumice of Pollena, Avellino and Mercato. The sliding surface, located between the scarp and the trail, is inclined about 40°.

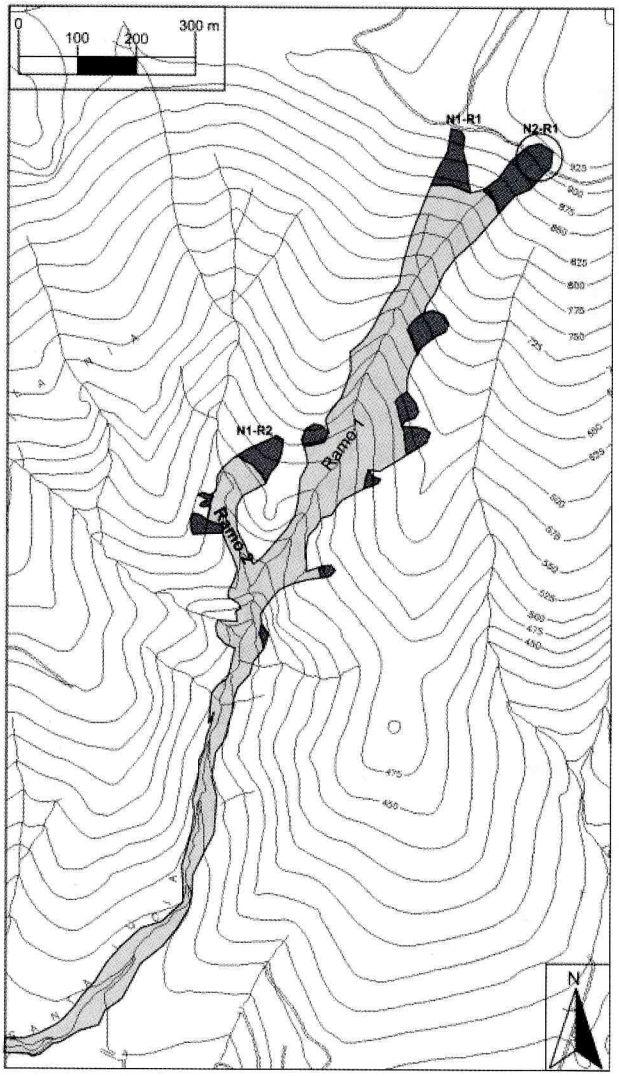


Fig. 5. Frana del Vallone Santa Lucia (Comune di Sarno).
Vallone Santa Lucia slope movement (Sarno Municipality).

Frana del Vallone Santa Lucia (Comune di Sarno)

La frana, occorsa il 5 Maggio 1998, si è attivata sul versante meridionale del Pizzo d'Alvano. Anche in questo caso si è trattato di uno scorrimento-colata rapida a geometria ramificata (Fig. 5), con due rami che, a quota di 350 m s.l.m., confluiscono nel Vallone Santa Lucia. Entrambi i rami presentano, sui fianchi, una serie di distacchi che possono riferirsi sia ad inneschi "primari", sia ad eventi di tipo retrogressivo, ovvero generatisi a causa degli effetti (erosione al piede, vibrazioni, ecc.) connessi al movimento del materiale in frana lungo il canalone.

Il materiale mobilitato dall'evento si è incanalato nel Vallone Santa Lucia e, dopo aver invaso un'area di cava, ha prima raggiunto la Strada Provinciale n. 7 Sarno-Bracigliano e poi la Strada Comunale Petrara, distruggendo e danneggiando una serie di manufatti. Raggiunta l'area di valle, il deposito da colata si è distribuito lungo un settore occupato da una conoide alluvionale.

La coltre piroclastica presenta spessore variabile tra 1 e 2 m e poggia su un substrato carbonatico immergente di 15° verso N. La porzione di versante ove si sono generati i distacchi presenta acclività media di circa 35°. Anche in questo caso l'analisi dei livelli pomicei ha consentito il riconoscimento di depositi da riferire a più eventi eruttivi del Somma-Vesuvio, caratterizzati da spiccata variabilità geometrica. La colonna vulcano-stratigrafica rappresentata in Figura 6 è pertanto il risultato di una correlazione operata fra i vari affioramenti esaminati, in quanto essa, nella sua interezza, non è stata osservata in nessun scavo. In Tabella 2 sono indicati i parametri morfometrici delle singole zone di distacco, mentre in Figura 7 i rapporti geometrici esistenti tra il piano di scorrimento e la successione detritico-piroclastica.

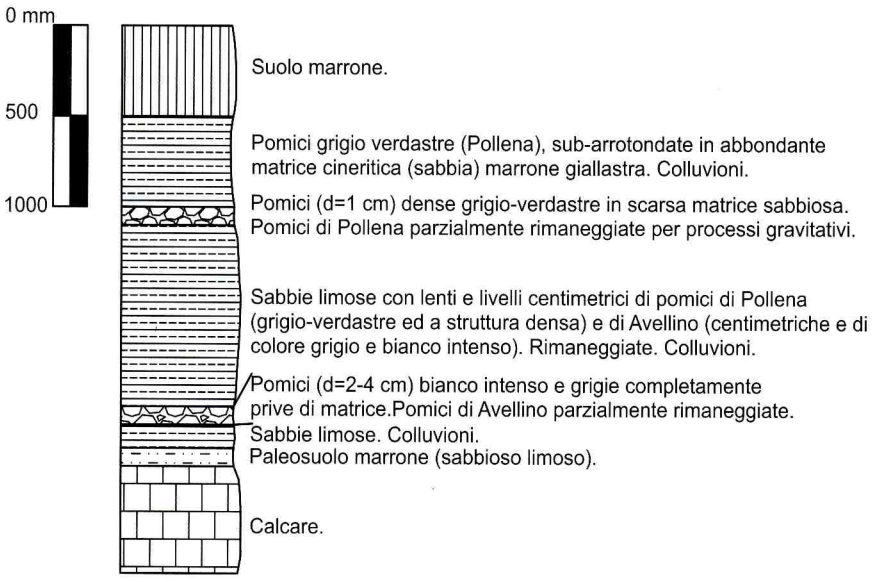


Fig. 6. Stratigrafia della frana del Vallone Santa Lucia (Comune di Sarno) – zona di distacco N2-R1.
Stratigraphy of the Vallone Santa Lucia slope movement (Sarno Municipality) – detachment zone N2-R1.

Frana del Vallone Connola (Comune di Quindici)

La frana, attivatasi il 5 Maggio 1998, presenta due rami ai quali corrispondono altrettanti impluvi con versanti sottesi aventi acclività superiore ai 35-40° (Fig. 8). I rami, a quota di 425 m s.l.m., confluiscono nel Vallone Connola lungo il quale si è incanalato il materiale, che ha poi raggiunto il Lagno di Quindici. La massa detritica, durante la sua corsa nel tratto medio-basso del vallone, ha attraversato tratti di implu-

Tab. 2. Principali parametri morfometrici delle aree di distacco nelle coltri detritico-piroclastiche che mantellano i massicci carbonatici.

Main morphometric parameters of the detachment areas in the detritic-pyroclastic cover overlying the carbonate massifs.

IDENTIFICATIVO FRANA	IDENTIFICATIVO ZONA DISTACCO	GEOMETRIA	ESPOSIZIONE	SPESSORE MEDIO DELLA COLTRE DETRITICO-PIROCLASTICA (m)	LIVELLI DI POMICI	QUOTA DISTACCO (m s.l.m.)	LARGH. MAX DISTACCO (m)	ACCLIVITÀ AREA DISTACCO (°)	GIACITURA STRATI (direzione/inclinazione)	SENTIERO
Valle Tuoro	N1-RS1A	Ramificata	SE	2 ca	Pollena rimaneggiate Avellino Mercato	875	45	43	N340°/10°	SI
Valle Tuoro	N2-RS1A	Ramificata	W-SW	2 ca	n.d.	900	35	37	N340°/10°	SI
Valle Tuoro	N1-RS1B	Ramificata	W	2 ca	n.d.	840	18	37	N340°/10°	SI
Valle Tuoro	N2-RS1B	Ramificata	W	2 ca	n.d.	805	17	39	N340°/10°	SI
Vallone S. Lucia	N1-R1	Ramificata	S-SW	2 ca	Pollena parz. rimaneggiato Avellino	890	62	39	N270°/15°	SI
Vallone S. Lucia	N2-R1	Ramificata	S-SW	2 ca	Pollena parz. rimaneggiato Avellino	930	53	39	N270°/15°	SI
Vallone S. Lucia	N1-R2	Ramificata	S-SW	n.d.	n.d.	535	62	35	N270°/15°	SI
Vallone Connola	N1-R1	Ramificata	N	3 ca	1631 Avellino	940	40	39	N210°/20°	SI
Vallone Connola	N2-R1	Ramificata	E-SE	2 ca	Avellino	935	90	39	N210°/20°	SI
Vallone Connola	N1-R2	Ramificata	N	2 ca	1631 rimaneggiato Avellino	825	40	37	N210°/20°	SI
Vallone Foresta	N1-R1	Ramificata	N-NW	2 ca	n.d.	470	6	34	N260°/8°	SI
Vallone Foresta	N2-R1	Ramificata	N	2.5 ca	n.d.	575	35	39	N260°/7°	SI
Vallone Foresta	N3-R1	Ramificata	N	2.5 ca	1631 Avellino Mercato	485	14	34	N260°/7°	SI
Vallone Foresta	N1-R2	Ramificata	N	2.5 ca	1631 Avellino Mercato	485	35	37	N260°/5°	SI
Patierno		Su versante planare	W	2 ca	79 d.C.	295	25	40	N345°/15°	SI
Pacognano		Su versante planare	SW	2 ca	79 d.C.	260	27	40	N346°/12°	SI
Palombara		Su versante planare	N	1 ca	Agnano Monte Spina	360	100	37	N010°/25°	SI

vio le cui sezioni erano di dimensioni evidentemente insufficienti a contenere il flusso ed è quindi tracimata. In particolare, ciò è avvenuto all'altezza dell'apice della conoide di San Francesco (350 m s.l.m.) e lungo il Canale Lagno di Quindici. L'insieme delle frane discese lungo il Vallone Connola – S. Francesco è stato responsabile delle 11 vittime lamentate a Quindici nel 1998 (Calcaterra et al., 2000b).

Ciascuno dei rami presenta numerose zone di distacco con acclività compresa tra i 30° ed i 40° (per i dettagli morfometrici si rimanda alla Tabella 2). Inoltre, sul ramo 1, a quota di circa 800 m s.l.m., è presente una parete sub-verticale di morfoselezione. Il versante interessato dagli inneschi presenta acclività

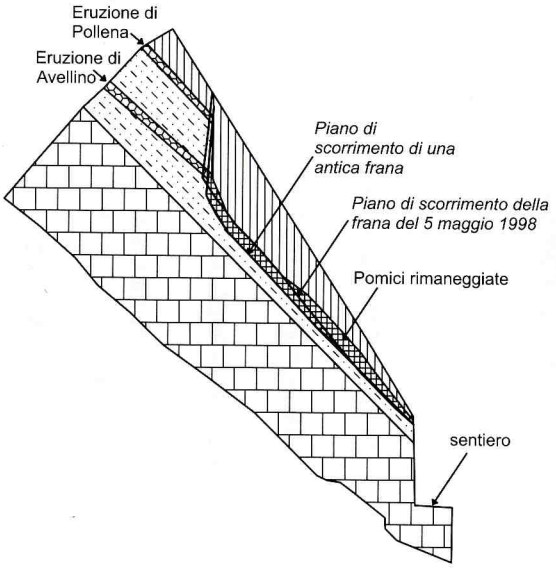


Fig. 7. Frana del Vallone Santa Lucia (Comune di Sarno). La scarpata principale, h=2 m ca., attraversa le Pomici del 472 d.C. in *facies* rimaneggiata e quelle di Avellino. Il piano di scorrimento ha acclività di circa 40° ed intercetta, essenzialmente, il livello di pomici rimaneggiato costituito in gran parte dalle Pomici di Avellino.
Vallone Santa Lucia slope movement (Sarno Municipality). The main scarp, h = 2 m, cuts the reworked 472 a.C. pumice, and those of Avellino. The sliding surface, inclined about 40°, cuts mostly the level of reworked pumice of Avellino.

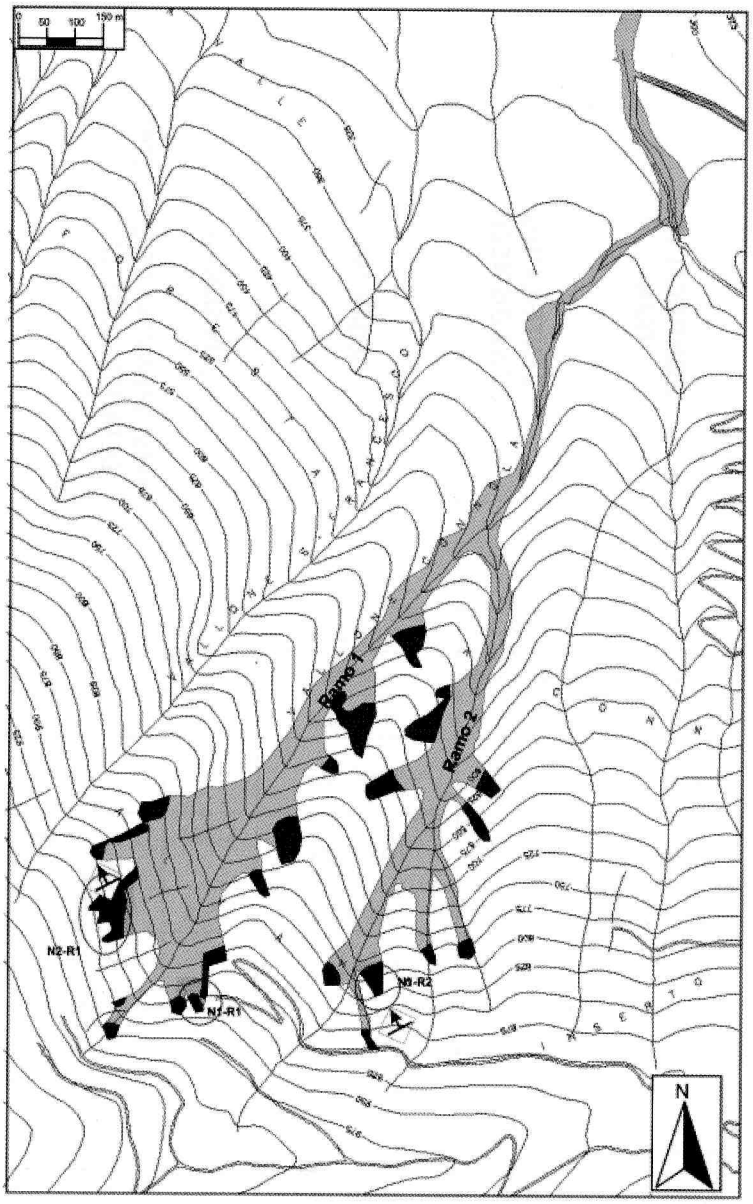


Fig. 8. Frana del Vallone Connola (Comune di Quindici).
Vallone Connola slope movement (Quindici Municipality).

media di 35° ed una coltre detritico-piroclastica che mantella il substrato carbonatico con spessore variabile tra 1 e 3 m, costituita dalle pomici di Avellino e del 1631, intercalate a suoli e colluvioni.

In Figura 9 si riporta la successione rinvenuta nella zona di distacco N1-R1, mentre i rapporti geometrici esistenti tra il piano di scorrimento della stessa zona e la successione detritico-piroclastica sono schematizzati in Figura 10. Le zone di distacco sono attraversate da sentieri montani (vedi Fig. 10) che rappresentano una sistematica interruzione della continuità geometrica delle coltri piroclastiche sul versante settentrio-

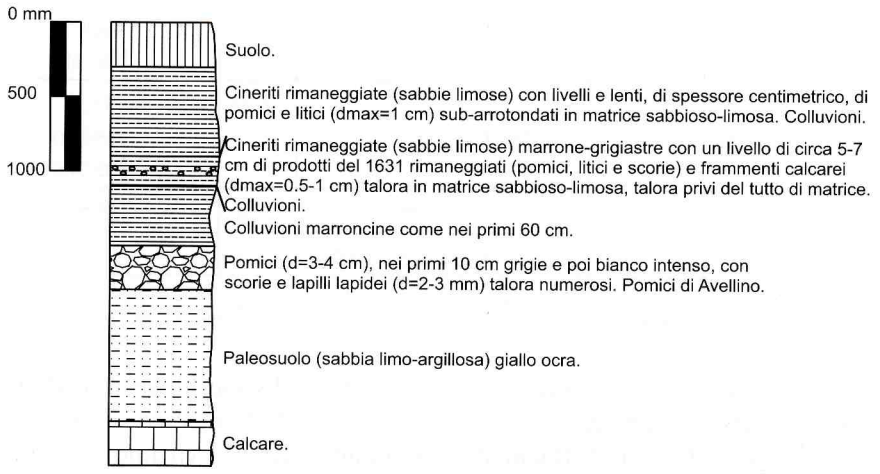


Fig. 9. Stratigrafia della frana del Vallone Connola (Comune di Quindici) – zona di distacco N2-R1.
Stratigraphy of the Vallone Connola slope movement (Quindici Municipality) – detachment zone N2-R1.

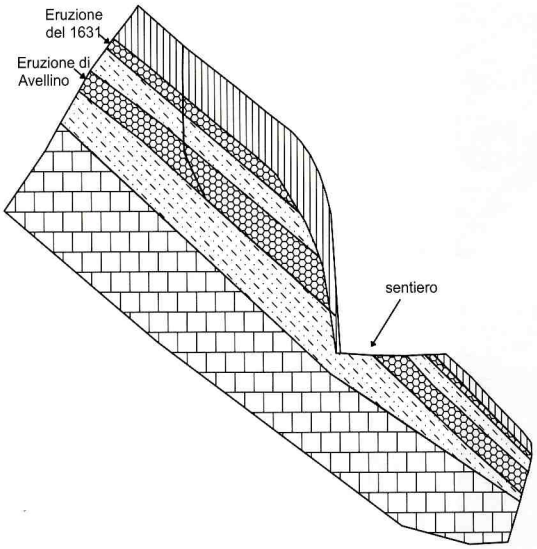


Fig. 10. Frana del Vallone Connola (Comune di Quindici). Il piano di scorrimento è a geometria irregolare, presentando un tratto verticale di altezza pari a circa 1.5 m (scarpata principale) che lascia il posto ad una superficie inclinata (35-40°), che a sua volta corre lungo il contatto Pomici di Avellino – paleosuolo sottostante.
Vallone Connola slope movement (Quindici Municipality). The sliding surface is irregular, with a vertical stretch, some 1.5 m high (main scarp), passing to an inclined (35-40°) surface along the contact Avellino pumice – paleosoil.

nale del Pizzo d'Alvano (Calcaterra et al., 2000b). Infatti, allorquando lo scavo intercetta livelli di pomici, la parete di monte presenta di frequente profondi solchi, talora continui anche per decine di metri.

Frana della Foresta (Comune di Moschiano)

La frana, attivatasi in seguito alle piogge del Maggio 1998, presenta due rami (Fig. 11) che, a quota di 385 m s.l.m., confluiscono in un unico canale di frana, che ha favorito il trasferimento della massa in frana verso il Lagno di Moschiano.

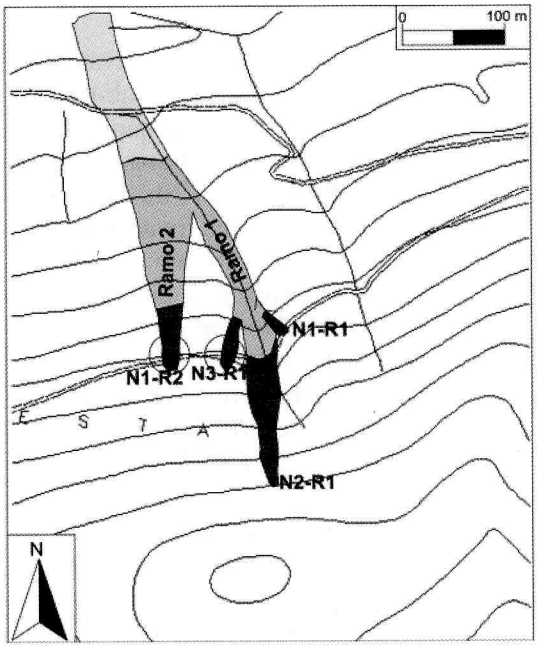


Fig. 11. Frana della Foresta (Comune di Moschiano).
La Foresta slope movement (Moschiano Municipality).

I due rami della frana presentano tre zone di distacco nel ramo 1, mentre il ramo 2 corrisponde ad un'unica zona di distacco (per i dettagli morfometrici si rimanda alla Tabella 2). Alcuni distacchi sono presumibilmente da attribuire a "richiami" per erosione retrogressiva.

Anche in questo caso, nell'area prossima al coronamento, sono visibili cavità che si impiantano nell'ambito del livello delle pomici dell'Eruzione di Mercato (Fig. 12). In Figura 13 è riportata la successione rinvenuta nel settore di versante ove si è generato il distacco N3-R1, in Figura 14 l'andamento geometrico del suo piano di scorrimento.

Le analisi di dettaglio svolte nell'area di distacco hanno evidenziato come non affiori la serie completa dei livelli pomicei (Mercato, Avellino, 472 d.C. e 1631 a.D.); difatti le Pomici di Avellino si rinvengono esclusivamente lungo la scarpata principale (altezza pari a circa 2-3 m), mentre le Pomici del 1631 affiorano sia lungo la scarpata principale, sia all'interno dell'area di distacco. In quest'ultimo caso, i depositi del 1631 sono sovrapposti alle Pomici di Mercato e sono separati da esse da un esiguo paleosuolo di colore marrone rossiccio, dello spessore medio pari a circa 2-4 cm.

3.2. *Gli scorrimenti-colate della Penisola Sorrentina-Monti Lattari*

Frana di località Patierno (Comune di Vico Equense)

La frana si è attivata in seguito all'evento pluviometrico del 10 Gennaio 1997 lungo un versante a geometria planare con acclività media di 35°. Il settore apicale della zona di distacco (quota 295 m s.l.m.) ha interessato terrazzamenti antropici, prospicienti il versante; il recapito finale del materiale franato è il letto dell'impluvio (quota 235 m s.l.m.). Lo spessore dei materiali detritico-piroclastici coinvolti (stimato nel settore sommitale della zona di distacco) è di 50-100 cm; la successione vulcano-stratigrafica rinvenuta è schematizzata in Figura 15. Le analisi svolte nell'area di distacco hanno messo in risalto la continuità del livello delle Pomici del 79 d.C., che si interrompe in prossimità dei fianchi del coronamento, per riprendere circa 3-4 m oltre, dove le pomici sono talmente alterate da essere state trasformate in limo argilloso debolmente sabbioso.

Frana di Pacognano (Comune di Vico Equense)

La frana, attivatasi su un versante a geometria planare con acclività media di 30°, si è innescata in seguito all'evento pluviometrico del gennaio 1997. Il materiale ha invaso parte della Via S. Bernardino ed ha investito l'antico edificio posto

Fig. 12. Cavità impostatesi nelle Pomici di Mercato e connesse ad effimere falde in quota.
Cavities in the Mercato pumice, related to temporary water tables.

immediatamente a valle della strada (Villa La Porta), arrecando danni e causando alcuni feriti. La coltre detritico-piroclastica che caratterizza l'area (Fig. 15) poggia su banchi e strati calcarei aventi immersione verso W-SW con inclinazione di circa 15° (per i dettagli morfometrici si rimanda alla Tabella 2).

Frana di Pozzano (Comune di Castellammare di Stabia)

La frana di Pozzano ha prodotto i maggiori danni tra quelle verificatesi in seguito all'evento pluviometrico del gennaio 1997 (Calcaterra et al., 1999). I materiali mobilitati hanno percorso una distanza complessiva superiore agli 800 m raggiungendo il mare dopo aver distrutto un'abitazione, invaso la sede stradale della S.S. 145 e causato quattro vittime (Calcaterra & Santo, 2004). Il distacco si è attivato su un tratto di versante con acclività di circa 50° in corrispondenza di un piccolo sentiero. Dopo aver superato una serie di balze rocciose, il materiale si è incanalato nel Vallone di Pozzano e quindi, dopo essersi in parte deposto su un sottostante piazzale di cava, ha invaso una galleria in costruzione e raggiunto il mare.

La successione vulcano-stratigrafica (da Calcaterra & Santo, 2004) consiste in 3-4 m di suolo costituito da piroclastiti pedogenizzate, a cui seguono 80 cm di pomici grossolane e spigolose (2-4 cm) riferibili all'eruzione del 79 d.C., 1 m di cineriti pedogenizzate e lievemente argillificate e, infine, i calcari cretacei con giacitura a franapoggio. Anche in questo caso il piano di rottura interessa il livello di pomici ed, in particolare, è disposto alla base dello stesso livello (Fig. 16).

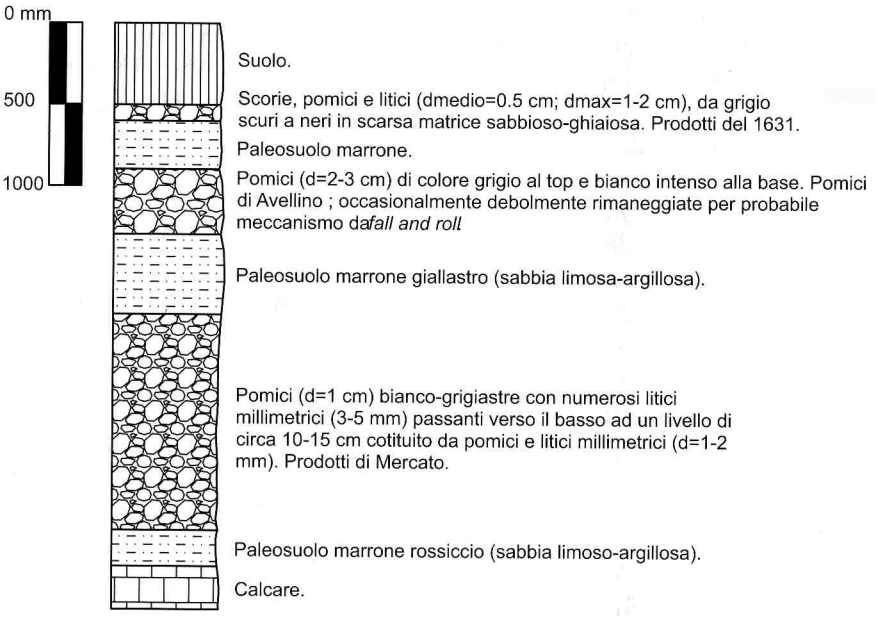


Fig. 13. Stratigrafia della frana della Foresta (Moschiano) – zona di distacco N3-R1.
Stratigraphy of the La Foresta slope movement (Moschiano Municipality).

3.3. *Gli scorrimenti-colate della dorsale di Monte Fellino*

Frana della Palombara (Comune di S. Felice a Cancello)

La frana (Fig. 17), attivatasi il 5 maggio 1998, ha forma sub-triangolare con apice posto a quota 360 m s.l.m. Il materiale in frana ha percorso una distanza di 770 m, distruggendo un'abitazione ed invadendo parte di una cava localizzata ai piedi del versante. La porzione di versante interessata dall'innesco presenta acclività media di 33°. Il substrato carbonatico, immergente ad E, è ricoperto da terreni detritico-piroclastici, con spessore tra 1 e 2 m. Anche in questo caso l'innesco è avvenuto a monte di un sentiero montano.

L'analisi dei depositi piroclastici presenti in prossimità della zona di distacco ha consentito l'iden-

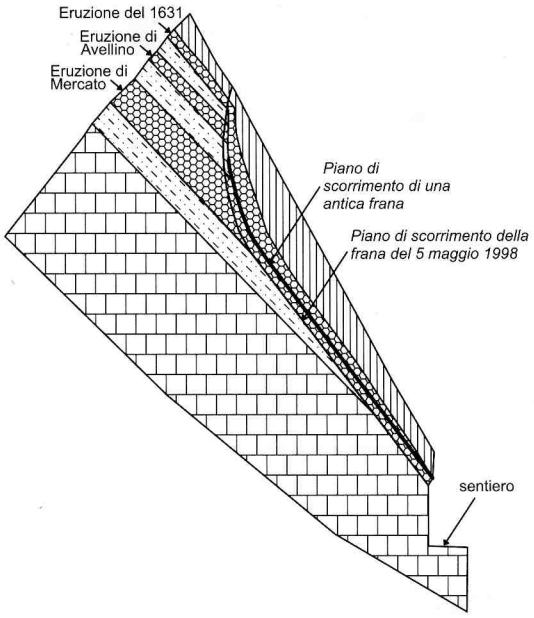


Fig. 14. Frana della Foresta (Comune di Moschiano). Il piano di scorrimento della frana del 5 maggio segue il livello di pomici del 1631, portando in affioramento ora il paleosuolo che poggia sui prodotti dell'Eruzione di Mercato, ora gli stessi depositi di Mercato.
La Foresta slope movement (Moschiano Municipality). The sliding surface of the May 5, 1998, landslide follows the level of 1631 pumice, exposing the paleosoil overlying the Mercato eruption products, and the same Mercato deposits.

tificazione geometrica e vulcanostratigrafica (Eruzione di Agnano – Monte Spina) di un livello di pomici dello spessore di 10 cm, intercalato tra depositi cineritici a granulometria fine (colluvioni e paleosuolo; Fig. 15). Tale livello pomiceo risulta assente lungo il piano di scorrimento della frana in quanto asportato dallo stesso evento, mentre singole pomici riferibili alla suddetta eruzione sono state individuate in appoggio sull'attuale piano-campagna post-frana.

3.4. *Gli scorrimenti della Collina dei Camaldoli (Comune di Napoli)*

La Collina dei Camaldoli costituisce il rilievo più significativo dell'area metropolitana di Napoli. La notevole espansione urbanistica dei quartieri di Soccavo e Pianura, che insistono, rispettivamente, nella fascia pedecollinare SE e NW dei Camaldoli, ha determinato una situazione di elevata vulnerabilità per l'ambiente antropizzato ad opera di fenomeni gravitativi. A ciò si aggiungono situazioni di ulteriore pericolo, derivanti dall'aggressione urbanistica che ha interessato anche la porzione sommitale del rilievo collinare, sino a raggiungerne le propaggini più esterne, caratterizzate da notevoli acclività.

I fenomeni di dissesto consistono essenzialmente in numerose frane di dimensioni medio-piccole, del tipo scorrimento, lungo i versanti dei principali valloni, e del tipo crollo o ribaltamento in corrispondenza delle pareti più acclivi (Calcaterra & Guarino, 1999; Parise et al., 2004; Calcaterra et al., 2007a), frequentemente corrispondenti ad antiche cave, oggi abbandonate.

I principali elementi morfologici che caratterizzano l'intero versante sono rappresentati da pareti subverticali di morfoselezione o strutturali (Fig. 18). Le prime sono da porre in relazione all'erosione selettiva che determina la formazione di scarpate ad alto angolo in litotipi litoidi (depositi piroclastici zeolitizzati: TGN e Tufi Biancastri), alternate a tratti a minore acclività in corrispondenza dei depositi per lo più sciolti. Tra le pareti a controllo strutturale predomina la scarpata principale posta a quota compresa tra 300 e 400 m

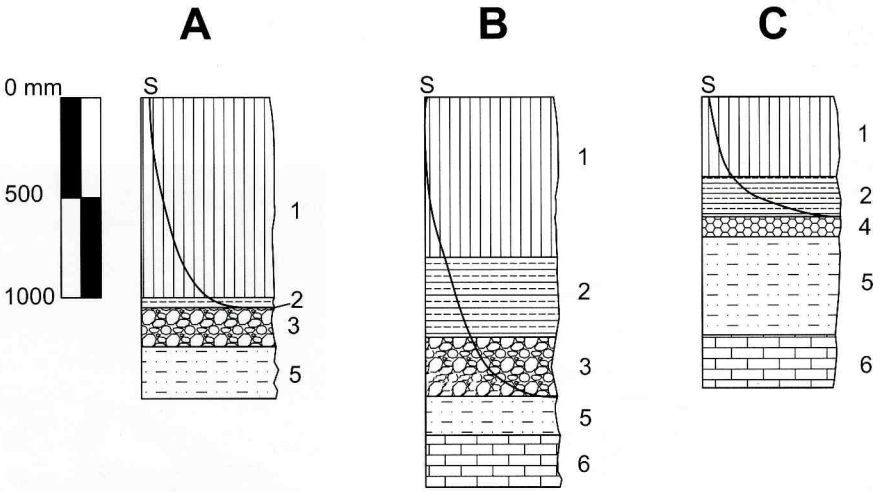


Fig. 15. Stratigrafia delle frane: A) Patierno, Comune di Vico Equense; B) Pacognano, Comune di Vico Equense; C) Palombara, Comune di San Felice a Cancello. Legenda: 1) Suolo. 2) Cineriti rimaneggiate con disperse pomici e clasti carbonatici talora organizzati in livelli centimetrici (depositi eluvio-colluviali). 3) Pomici bianche e/o grigie a spigoli da vivi a smussati (Pomici del 79 d.C.). 4) Pomici grigio-rosate dense e porfiriche in cristalli di sanidino (Prodotti di Agnano – Monte Spina). 5) Paleosuolo marrone rossiccio (sabbia fine limoso-argillosa). 6) Substrato carbonatico. S) Superficie di scorrimento.
Stratigraphy of the landslides: A) Paterno, Vico Equense; B) Pacognano, Vico Equense; C) Palombara, San Felice a Cancello. Explanation: 1) Top-soil. 2) Reworked ashes with interspersed pumice and carbonate clasts, locally in centimetric layers (eluvio-colluvial deposits). 3) White and/or grey pumice (79 a.C.). 4) Dense, porphyric, grey-pink pumice, with sanidine crystals (Agnano Monte Spina Products). 5) Brown-reddish paleosoil (fine loamy-clay sand). 6) Carbonate bedrock. S) Sliding surface.

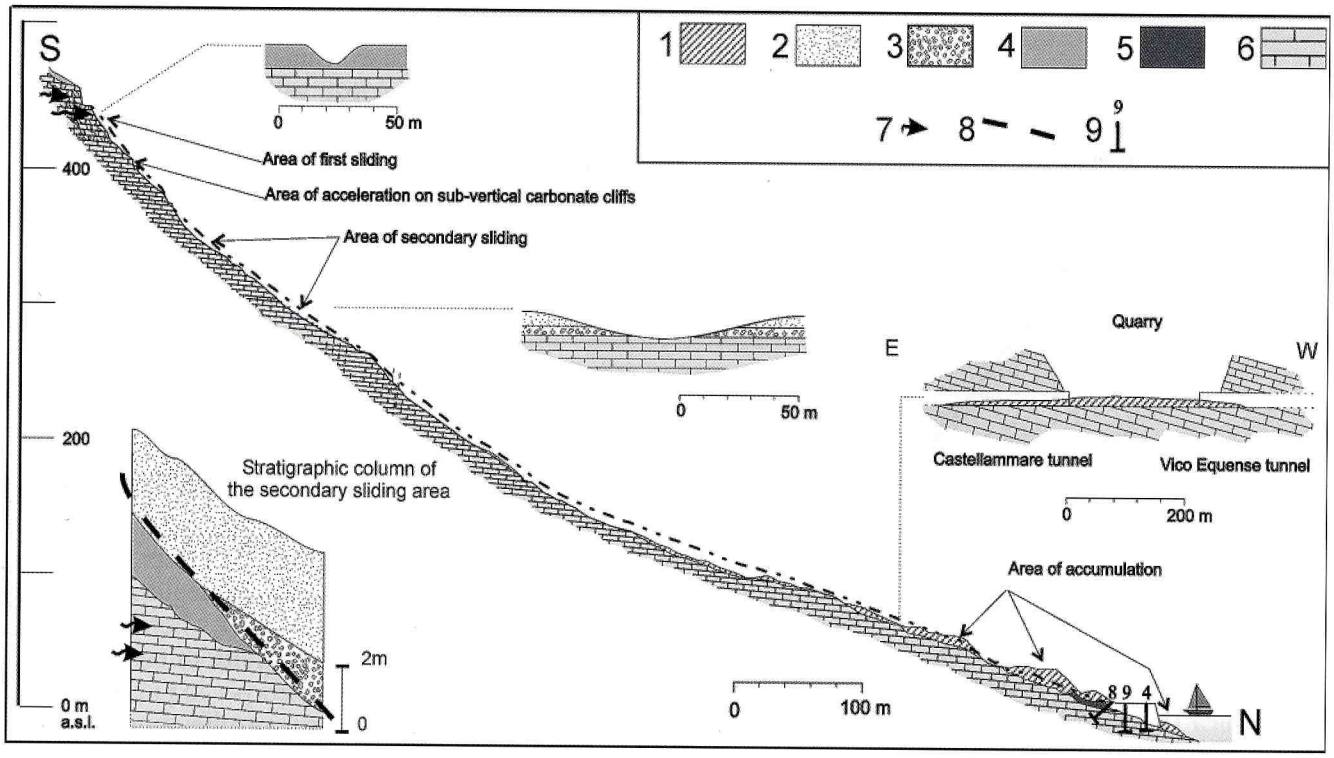


Fig. 16. Sezione geologica in asse alla frana di Pozzano (da Calcaterra & Santo, 2004). 1) Detrito di frana; 2) Depositi piroclastici rimaneggiati ed alterati; 3) Pomici del 79 d.C.; 4) Depositi cineritici da caduta, alterati; 5) Pomici e cineriti da caduta dell'Ignimbrite Campana; 6) Calcari del Cretacico; 7) Sorgente; 8) Superficie di scorrimento; 9) Sondaggio.
Longitudinal geological profile of the Pozzano landslide (after Calcaterra & Santo, 2004). 1) Landslide debris; 2) Reworked and weathered pyroclastic deposits; 3) 79 a.C. pumice; 4) Ash fall deposits, weathered; 5) Pumice and ash fall of the Campanian Ignimbrite; 6) Cretaceous limestone; 7) Spring; 8) Sliding surface; 9) Borehole.

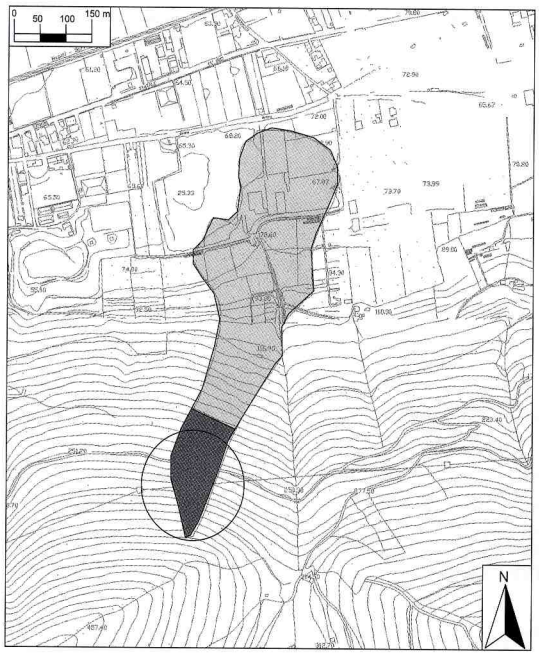


Fig. 17. Frana della Palombara (San Felice a Cancello).
Palombara slope movement (San Felice a Cancello Municipality).

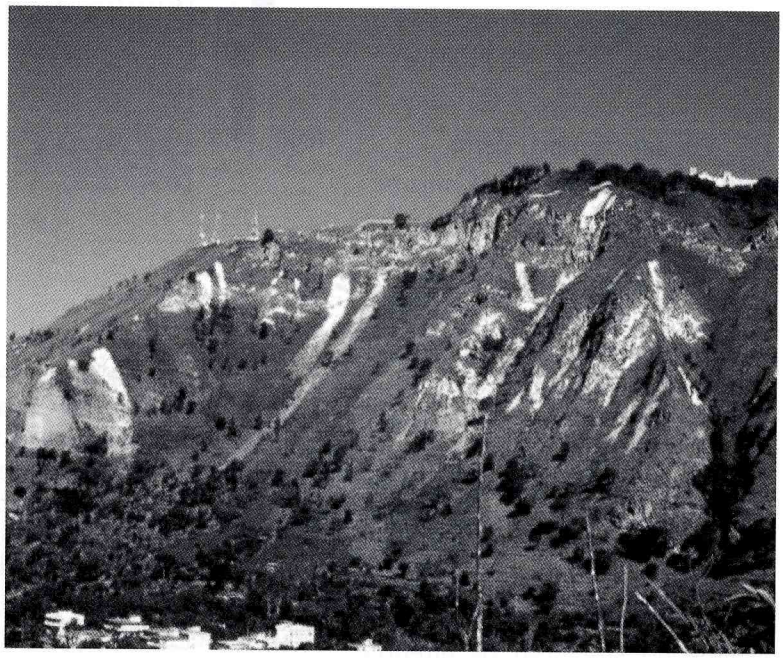


Fig. 18. Frane da scorrimento-colata (gennaio 1997) lungo il versante sud-orientale della collina dei Camaldoli.
Slide-flow slope movements (January 1997) along the south-eastern slope of the Camaldoli Hill.

s.l.m. sul versante di Pianura. La sua attuale conformazione e posizione è il risultato dell'arretramento rettilineo-parallelo di un piano di faglia che attraversa la formazione del TGN e che, quindi, è stato prodotto dopo la sua messa in posto, probabilmente durante la I epoca di attività recente (12.000-9.500 anni; Di Vito et al., 1999).

I versanti presentano un andamento complessivamente planare, la cui regolarità è interrotta lungo il profilo trasversale da ripide pareti, generalmente poste nella parte medio-alta dei versanti; conseguentemente, gli impluvi risultano di modesto sviluppo lineare, poco gerarchizzati e caratterizzati da incisioni non molto profonde.

Settori limitati (ad es., la porzione N sul lato di Pianura) presentano profondi valloni che terminano nella fascia pedecollinare, immediatamente a ridosso della zona abitata, sovente con estese aree destinate ad attività estrattiva. I valloni sono ad andamento marcatamente lineare e mostrano un evidente controllo strutturale. L'approfondimento delle linee di drenaggio lungo alcuni settori posti a monte della balza rocciosa, oltre a favorire l'innesco di frane da crollo in materiali lapidei, ha prodotto la formazione di concavità a monte delle linee di deflusso (*hollows*; Dietrich et al., 1986), al cui interno si possono accumulare sedimenti facilmente rimobilizzabili dalle acque piovane. Tali aree sono, anche in considerazione della profondità a cui si attesta il tetto del TGN, in continua e rapida trasformazione, inducendo un continuo arretramento degli spartiacque che, se non efficacemente contrastato, potrebbe determinare condizioni di instabilità per le strutture sorte al margine tra le aree sommitale e di versante.

La fascia pedecollinare rappresenta la zona di raccordo tra le aree di versante e la zona di piana su cui si sviluppano gli abitati di Pianura e Soccavo. L'origine di tale fascia è da ricercare nell'accumulo di materiale detritico-piroclastico proveniente dai retrostanti pendii, per effetto di processi erosionali di tipo areale, lineare o puntuale. Tali materiali alimentavano la formazione di conoidi misti, il cui accrescimento è da ricondurre a differenti processi genetici (es.: correnti idriche, flussi iperconcentrati, colate detritico-fangose). Le forme di accumulo sono oggi difficilmente riconoscibili in superficie, a causa delle notevoli modifiche antropiche apportate all'originaria morfologia dei luoghi. Tra le più rilevanti modifiche che molti impluvi hanno subito nel loro tratto terminale vi sono i cosiddetti alvei-strade: con tale termine si intende (Parise et al., 2002) un pre-esistente alveo che è stato dapprima rettificato e canalizzato, e poi sottoposto ad ulteriori modificazioni antropiche, ed in particolare al riempimento con materiale di risulta e detriti, fino a renderlo vero e proprio asse viario.

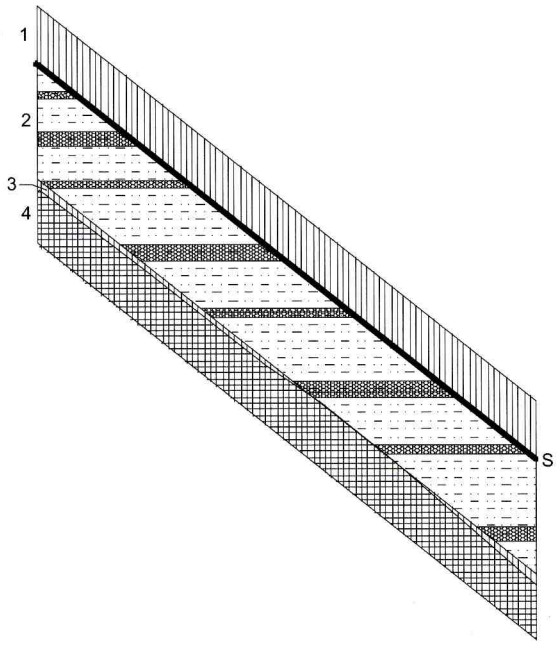


Fig. 19. Frane dei Camaldoli (Napoli). Successione tipo: 1) Suolo e colluvioni. 2) Ceneri fini (sabbioso-limose) e pomici del III Periodo Flegreo con paleosuoli di esiguo spessore. 3) Paleosuolo. 4) Formazione del Tufo Giallo Napoletano in *facies* litoide (tufi) o sciolta. S) Superficie di scorrimento. Il piano di scorrimento segue il contatto prodotti piroclastici primari – suolo.
Camaldoli Hill (Naples) slope movements. Typical stratigraphy: 1) Top-soil and colluvial deposits. 2) Fine ashes and pumice of the III Phlegraean Period, with thin paleosoils. 3) Paleosoil. 4) Neapolitan Yellow Tuff, in lithoid or loose facies. S) Sliding surface, following the contact between primary pyroclastic deposits and top-soil.

Le frane per scorrimento interessano prevalentemente i depositi piroclastici superficiali, con fenomenologie riconducibili a scorrimenti superficiali che coinvolgono le porzioni più alterate e generalmente incoerenti dei materiali di copertura. L'innesco dei fenomeni è di norma connesso a eventi di tipo meteorico, ma non è da sottovalutare l'azione negativa che può derivare da attività antropiche sui versanti, tra le quali ad esempio l'apertura di sentieri. Dato il carattere eminentemente superficiale, i volumi mobilizzati sono in genere ridotti, ma la frequenza di questo tipo di frane è, in alcuni settori, estremamente alta. Nel complesso, i corpi di frana presentano una bassa propensione alla percorrenza di lunghe distanze, arrestandosi in prevalenza lungo il pendio, a causa dei modesti volumi franati e della ridotta energia di rilievo.

Le frane per scorrimento coinvolgono la frazione pedogenizzata della sequenza piroclastica post-TGN, con spessori osservati raramente superiori a 1 m (Fig. 19), e zone di distacco con inclinazione. tra 25° e 60° (Calcaterra & Guarino 1999; Calcaterra et al., 2007a, b).

Le frane per scorrimento non evolvono in genere a colamenti, a differenza di quanto verificatosi per analoghi fenomeni lungo i versanti delle dorsali carbonatiche campa-

ne. Di contro, non è da escludere una diversa evoluzione degli stessi scorrimenti che, se non più esclusivamente legata ad una dinamica gravitativa, può essere però favorita dal possibile trasporto ad opera delle acque incanalate. Infatti, i pur modesti volumi franati possono subire una successiva rimobilizzazione lungo le incisioni, in concomitanza di eventi meteorici particolarmente intensi, sotto forma di "flussi iperconcentrati" (Pierson & Costa, 1987), i quali determinano allo sbocco delle incisioni la deposizione di materiale detritico. Questa fenomenologia mista (gravitativa ed idraulica) è quella che affligge in misura prevalente i settori pedecollinari dell'area di studio, soprattutto quelli posti alla terminazione degli impluvi, come osservato in occasione degli eventi pluviometrici del 15 settembre 2001 e del 5 aprile 2002 (Parise et al., 2004).

3.5. Gli scorrimenti-colata di Monte di Vezzi (Isola d'Ischia)

Monte di Vezzi (395 m s.l.m.) è la cima principale di una dorsale orientata SW-NE, a sua volta parte di un alto morfostrutturale caratterizzato dalla presenza di un paesaggio sommitale a bassa pendenza impostato sulle piroclastiti di Piano Liguori. Tale alto si eleva su un'area depressa molto articolata che degrada, con ripiani strutturali e deposizionali, da circa 160 a 30 m s.l.m. I versanti settentrionale ed occidentale sono interpretabili come scarpate di faglia, la cui formazione può essere fatta risalire all'epoca del collasso vulcano-tettonico che determinò la formazione della caldera nella quale si depositò il Tufo Verde dell'Epomeo *Auct.* (Rittmann & Gottini, 1980; Vezzoli, 1988). Il versante N del M. di Vezzi è infatti mantellato da una sequenza di depositi piroclastici incoerenti (ceneriti e pomici) che presenta uno spessore esiguo nella parte alta (fino ad un massimo di un paio di metri) per ispessirsi verso il basso, dove forma un *glacis* pedemontano (Ascione et al., 2007). Tale *glacis* di accumulo si presenta reinciso ed i risultanti terrazzi sono sospesi di 15-20 m sul livello di base attuale, rappresentato dal fondo piatto della valle, che degrada dolcemente verso la zona de I Pilastri, su un'area di pianura che costituisce il risultato di un sovralluvionamento vallivo successivo alla dissezione del *glacis*. Il versante N del Monte di Vezzi è altresì solcato da una rete idrografica embrionale, di basso ordine gerarchico, la cui morfologia denota un'evidente influenza strutturale. Alcuni di tali impluvi sono stati trasformati dall'uomo in alvei-strade.

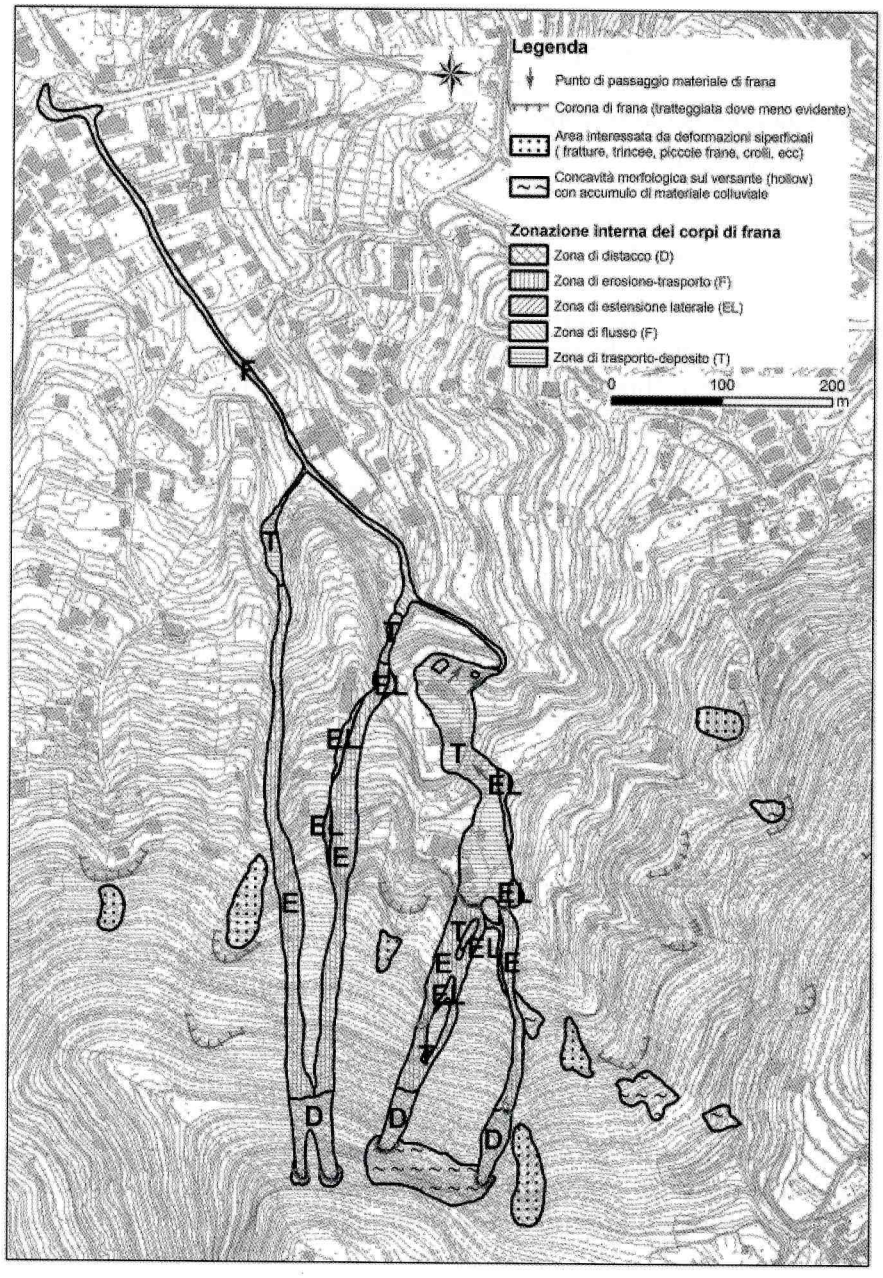


Fig. 20. Carta geomorfologica delle frane verificatesi il 30 aprile 2006 sul versante settentrionale del Monte di Vezzi, Isola d'Ischia.
Geomorphological map of the landslides occurred on April 30, 2006, on the northern slope of Mt. Vezzi, Ischia Island.

Fig. 21. Monte di Vezzi: zona di distacco di una delle frane del 30 aprile 2006 (foto: U. Del Vecchio).
Mt. Vezzi: detachment zone of one of the landslides occurred on April 30, 2006 (photo: U. Del Vecchio).

Il 30 aprile 2006 si è verificata sul versante settentrionale di Monte di Vezzi una serie di fenomeni franosi, sviluppatisi a partire dalla porzione sommitale del pendio, all'incirca tra le quote 350 e 320 m s.l.m. (Fig. 20). I detriti di una delle frane, impattando su un'abitazione posta ai piedi del versante, hanno causato quattro vittime.

Dal punto di vista tipologico, si tratta di frane complesse, iniziate come scivolamenti ed evolute in colate rapide. In tutti i casi le frane sono infatti partite poco a valle di un brusco cambiamento di pendenza, corrispondente all'affioramento di una bancata lapidea dello spessore di almeno 20 m, costituita da lave alcali-trachitiche prodotte dal centro eruttivo del Monte di Vezzi (duomocolata di 126.000 ± 4.000 anni dall'attuale; Vezzoli, 1988). L'ammasso roccioso, estremamente fratturato, presenta numerosi blocchi, anche di grossa volumetria, in condizioni di precario equilibrio sul versante (Fig. 21).

Le coperture piroclastiche sciolte comprendono la porzione alterata delle unità litologiche subaffioranti, oltre a depositi eluvio-colluviali derivanti da processi di erosione, trasporto e sedimentazione. Un suolo di alcuni decimetri si sviluppa con regolarità su tutte le coperture. Nei dintorni delle aree di innesco, i maggiori spessori di copertura piroclastica (> 2,5-3 m), sono stati osservati immediatamente a valle della cornice lavica sommitale. Subito a valle delle zone di distacco, a causa delle notevoli pendenze, lo spessore si riduce a meno di 1,5 m, assottigliandosi frequentemente fino a pochi decimetri. Approssimandosi alla zona medio-bassa del pendio, gli spessori della copertura piroclastica diventano nuovamente > 2-3 m. La zona di distacco delle frane coincide con settori di elevata acclività (compresi tra 38 e 42°), con fianchi regolari e paralleli.

Le zone di distacco sono ubicate su porzioni di versante planare. Solo a partire da quota 280 m s.l.m., dove sul pendio si delineava la presenza di un reticolo idrografico embrionale, le frane si sono propagate all'interno delle originarie linee di drenaggio, acquisendo rapidamente caratteristiche di colate rapide incanalate. Ciò ad eccezione di una delle frane, che si è mossa come colata su versante planare sino ad incontrare la prima "isola" di materiale resistente, che ne ha determinato la divisione in due rami (Fig. 20).

La stratigrafia-tipo ricostruita nelle zone di distacco è costituita, dall'alto verso il basso, da un suolo di colore bruno scuro (spessore medio 0,25 m), seguito da piroclastiti limoso-sabbiose rimaneggiate, con presenza di apparati radicali; il deposito si presenta caotico e costituito da abbondanti pomici chiare a spigoli leggermente smussati. Si osserva quindi un'alternanza di livelli di pomici centimetriche di colore chiaro sub-arrotondate, con sabbie pomicee di circa 2 mm di diametro (S = 0,30-1,00 m). Alcuni dei livelli di pomici sono a spigoli vivi, con abbondanti frammenti litici. Infine, si rinvengono le cineriti della formazione di Piano Liguori, limoso-argillose, di colore grigio (> 2 m). Per circa 50 cm il deposito si presenta umido e plastico; la porzione sottostante invece è asciutta e molto competente.

4. *Analisi dei fattori geologici ed antropici influenti sui meccanismi di innesco*

4.1. *Massicci carbonatici*

I livelli pomicei

Dall'analisi complessiva dei dati acquisiti (Tab. 2) si evince che in tutte le frane descritte sono presenti livelli di lapilli pomicei. I livelli maggiormente coinvolti nelle frane del Pizzo d'Alvano sono da riferire alle pomici delle eruzioni del 1631 e di Avellino; occasionalmente si è potuto osservare il coinvolgimento

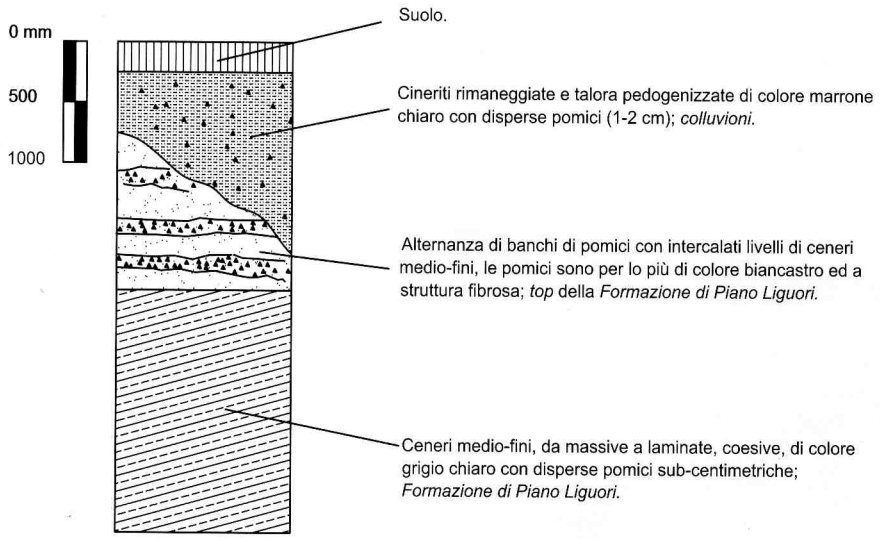


Fig. 22. Stratigrafia delle frane del 30 aprile 2006 sul Monte di Vezzi.
Stratigraphy of the landslides occurred on April 30, 2006, at Mt. Vezzi.

delle pomici dell'Eruzione di Pollena e, solo in un caso, di Mercato. Per quanto attiene alle Pomici del 472 d.C., esse sono per lo più assenti sui versanti e, se presenti, risultano quasi sempre rimaneggiate a causa di diffusi fenomeni d'erosione, operata dalle acque dilavanti e dalla gravità, attivi lungo i versanti in un periodo compreso tra il 472 d.C. ed il 1631 d.C.

Le Pomici di Mercato sono quasi ovunque presenti in giacitura primaria, anche in prossimità delle testate dei valloni. Tale evidenza denota una loro spiccata stabilità sui pendii dovuta a fattori geometrici (vedi oltre) od al tipo di meccanismo evolutivo dei versanti attivo durante il periodo compreso tra la loro messa in posto (8.000 anni b.p.) e la successiva Eruzione di Avellino (3.700 anni b.p.).

L'eruzione del Vesuvio del 79 d.C., con asse di dispersione verso S-SE, ha mantellato estese porzioni dei versanti della Penisola Sorrentina. I relativi depositi pomicei sono stati infatti rinvenuti lungo i piani di scorrimento delle frane connesse all'evento pluviometrico del gennaio '97. Per quanto attiene invece alla dorsale del Monte Fellino, l'unica frana analizzata ha coinvolto il livello di pomici da riferire all'Eruzione di Agnano – Monte Spina.

Tutti i livelli di pomici rinvenuti lungo le aree di distacco presentano spessori estremamente modesti (10-40 cm), con l'unica eccezione del livello di Pomici di Mercato (0,8-1,2 m). I singoli livelli di pomici presentano caratteristiche granulometriche simili, se riferite alle eruzioni di Mercato, Pollena, Agnano – M. Spina e 1631, con elementi di diametro prevalente pari ad 1-2 cm. Le pomici di Avellino e del 79 d.C. sono invece di dimensioni maggiori (diametro prevalente 3-4 cm). In tutti i livelli, tranne quelli poco rimaneggiati, le pomici hanno spigoli da vivi a sub-arrotondati, in matrice sabbioso-ghiaiosa che contribuisce a conferire al deposito delle buone caratteristiche attritive.

Un altro aspetto di rilievo è che i livelli di pomici intercettati dai piani di scorrimento presentano talora evidenze di rimaneggiamento a testimonianza del fatto che alcune delle aree esaminate sono già state interessate in passato da movimenti franosi. Tale circostanza è in linea con quanto noto anche in altri siti a proposito della ciclicità degli eventi franosi descritti (ad es., Monte Pendolo, in Penisola Sorrentina; de Riso et al., 2004).

Le superfici di scorrimento

I piani di scorrimento nei settori sommitali delle zone di distacco presentano geometria irregolare, con una parete sub-verticale ben definita (scarpata principale) che poi, tramite un gradino morfologico, passa ad una superficie inclinata talora concava. Tale geometria evidenzia come le frane siano del tipo composto, ovvero scorrimento (testimoniato dal comportamento rigido del materiale presente lungo la scarpata principale) evoluto a colata detritico-fangosa. Il piano di scorrimento attraversa uno o più livelli di pomici e la porzione di superficie costituita dal piano inclinato segue in genere l'andamento del contatto pomici-paleosuolo.

I sentieri e le strade montane

Tutti i settori di distacco esaminati sono attraversati da sentieri o strade che hanno interrotto la continuità dei livelli detritico-piroclastici in appoggio sul substrato carbonatico. Tali sentieri costituiscono pertanto un'interruzione alla continuità geometrica dei singoli livelli delle coltri detritico-piroclastiche.

Le acque sotterranee

In alcuni casi si sono osservate piccole cavità nei livelli di pomici in prossimità del contatto delle stesse con i paleosuoli sottostanti. Tali cavità presentano sezione circolare (d=10-20 cm) e sono dovute a flussi di acque di infiltrazione, per fenomeni di *piping*. La presenza nei settori di distacco di acqua sotterranea, connessa a falde sospese effimere, è confermata anche da alcune testimonianze di residenti. Inoltre, in alcune aree di distacco (ad es., Vallone del Tuoro), sono presenti condotti carsici in corrispondenza dei quali sono state osservate evidenze di venuta d'acqua durante gli eventi del 5 Maggio 1998.

Il substrato carbonatico

Per quanto attiene invece all'assetto stratigrafico del substrato (giacitura) si ritiene che esso non abbia alcuna influenza sugli inneschi. Difatti, nelle aree esaminate si è potuto osservare come gli strati presentino giaciture estremamente variabili.

Le lesioni nelle coltri piroclastiche

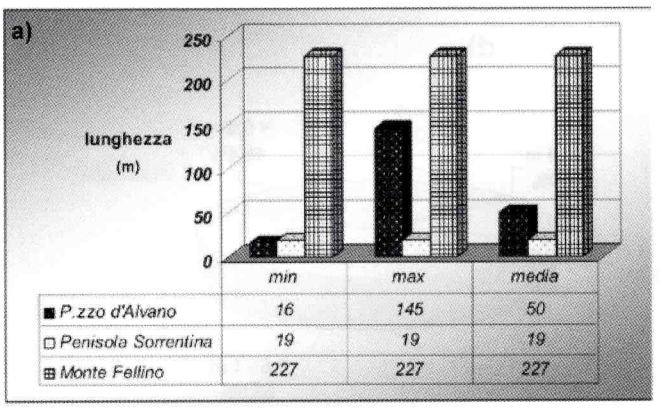
Altro aspetto degno di nota è costituito dall'apertura di numerose lesioni nelle coltri detritico-piroclastiche in adiacenza alle aree di distacco; le lesioni presentano talora lunghezze anche di un centinaio di metri, profondità di 1-2 m e sovente si impiantano in prossimità dei sentieri.

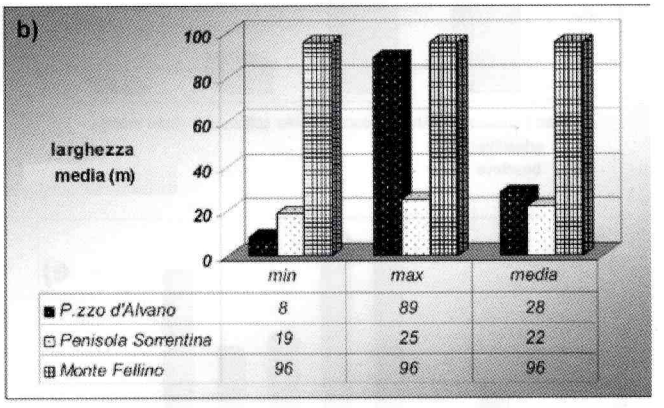
Principali caratteristiche morfometriche

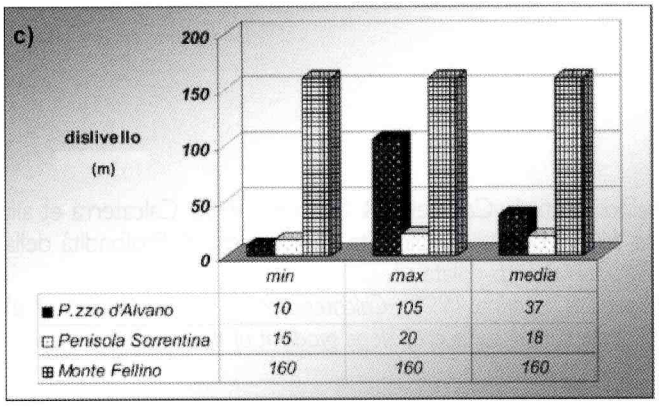
Tutte le aree ove si sono originati distacchi presentano acclività compresa tra 29° e 49°, con valore medio di 37°. L'innesco è avvenuto a quote estremamente variabili su versanti aventi le più svariate esposizioni.

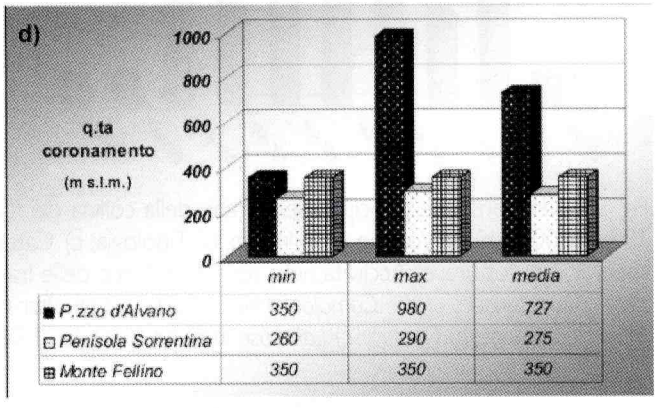
I versanti interessati dalle frane sono per lo più caratterizzati dalla presenza di valloni dove il materiale in frana si è incanalato, anche se non mancano frane attivatesi su versanti a geometria planare. Queste ultime presentano planimetria sub-triangolare, mentre le frane generatesi lungo settori di versante incombenti su valloni sono a geometria ramificata con più aree di distacco sovente di forma sub-triangolare.

I cumuli di frana prodotti dalle frane incanalate hanno percorso distanze superiori a quelle che si sono avute sui versanti planari che, in ogni caso, si sono attivate a quote altimetriche inferiori a quelle delle frane ramificate. In Figura 23 sono









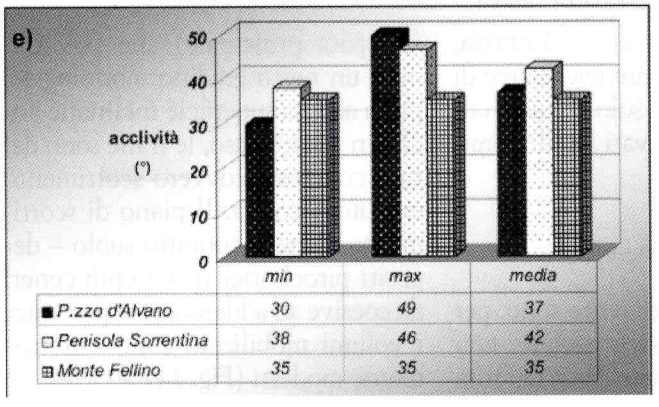


Fig. 23. Caratteristiche morfometriche delle zone di distacco, distinte in relazione alle varie dorsali carbonatiche: a) lunghezza; b) larghezza media; c) dislivello; d) quota massima del coronamento; e) acclività.

Morphometric characteristics of detachment zones, for the different carbonate ridges: a) length; b) average width; c) relief; d) crown maximum elevation; e) slope gradient.

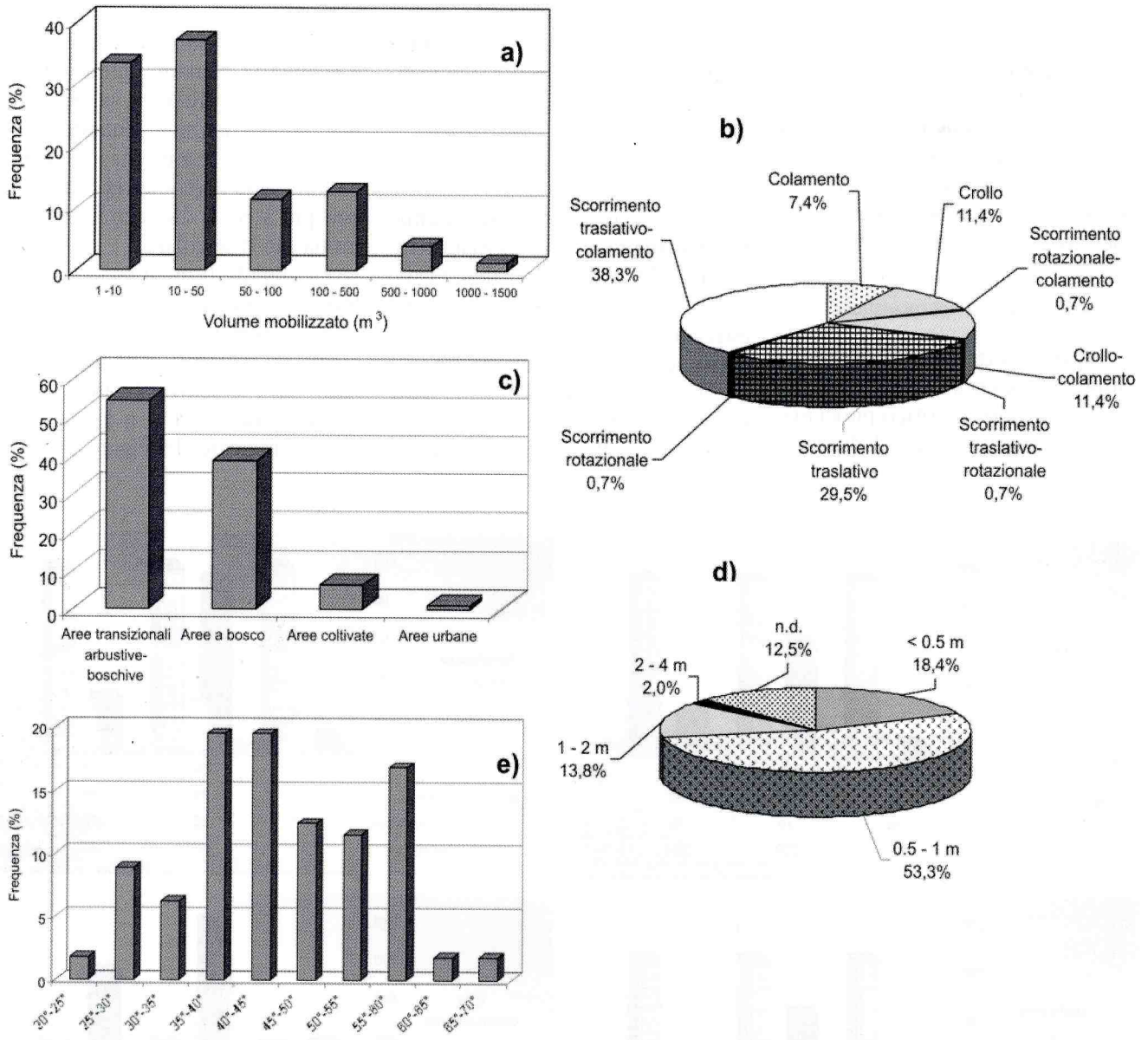


Fig. 24. Caratteristiche principali delle frane della collina dei Camaldoli (dati da: Calcaterra & Guarino, 1999b; Calcaterra et alii, 1999b, 2007a, b). a) Volume mobilizzato; b) Tipologia; c) Categoria di uso del suolo coinvolta nei distacchi; d) Profondità della superficie di rottura; e) Acclività nella zona di distacco delle frane da scorrimento-colata.
Main characteristics of the Camaldoli Hill landslides (data after Calcaterra & Guarino, 1999b; Calcaterra et alii, 1999b, 2007a, b). a) Mobilized volume; b) Typology; c) Land use involved in failure; d) Depth of the sliding surface; e) Slope gradient of the detachment zone.

sintetizzate le caratteristiche morfometriche delle aree di distacco esaminate.

4.2. *Area Flegrea*

I livelli pomicei

Le unità piroclastiche flegree presentano, a varie altezze stratigrafiche, orizzonti di pomici e litici intercalati a livelli di ceneri. Tuttavia, in riferimento alle numerose aree di distacco osservate, solo occasionalmente si sono osservati livelli pomicei.

Le superfici di scorrimento

I piani di scorrimento sono, per lo più, a geometria irregolare, con una parete sub-verticale ben definita (scarpata principale) che poi, tramite un netto gradino morfologico, passa ad una superficie inclinata: anche in questo caso, le frane sono del tipo composto, ovvero scorrimento evoluto a colata. Il piano di scorrimento segue il contatto suolo – depositi piroclastici (per lo più ceneri da coesive ad addensate) e, pertanto, i volumi mobilizzati sono estremamente modesti (Fig. 24).

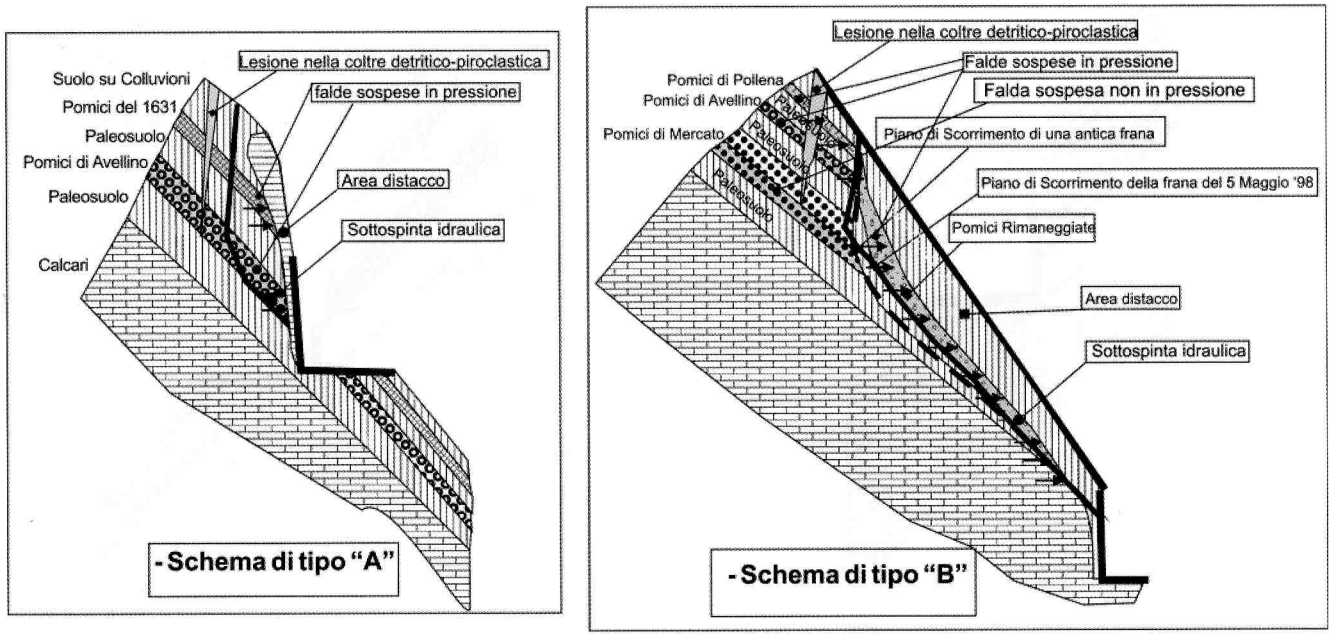


Fig. 25. Schemi esemplificativi predisponenti l'innesco di una frana da scorrimento-colata rapida in due differenti ambiti geologici e morfologici.
Simplified schemes showing the predisposition to a rapid slide-flow in two distinct geologic and morphologic settings.

I sentieri e le strade montane

Nelle aree flegree studiate non risulta avere un ruolo significativo la presenza di discontinuità morfologiche antropiche, quali quelle rappresentate dalla viabilità o sentieristica montana.

Le lesioni nelle coltri piroclastiche

Anche nei depositi piroclastici flegrei sono state osservate, in occasione di eventi pluviometrici intensi, lesioni nelle coltri detritico-piroclastiche in prossimità delle aree di distacco.

Principali caratteristiche morfometriche

La franosità dell'area flegrea, ed in particolare dell'area napoletana, è stata nell'ultimo decennio oggetto di specifica attenzione da parte della comunità scientifica (Calcaterra et al., 2002; Calcaterra & Guarino, 1999; Del Prete & Mele, 1999; de Riso et al., 1999, 2004). Tali studi hanno consentito di individuare nell'ambito della collina dei Camaldoli oltre 150 frane, gran parte delle quali risalenti al periodo 1996-2000, che testimoniano la spiccata "fragilità" di questo settore del territorio comunale napoletano. In Figura 24 sono sintetizzate le caratteristiche morfometriche delle aree di distacco esaminate.

5. *Osservazioni sui possibili meccanismi di innesco*

Le analisi condotte lungo le aree di distacco hanno evidenziato come l'assetto litostratigrafico delle coltri detritico-piroclastiche giochi un ruolo determinante sull'innesco di frane da scorrimento-colata, soprattutto nell'ambito dei massicci carbonatici. Qui, infatti, sono la geometria dei livelli di pomici ed il loro confinamento tra corpi a granulometria estremamente più ridotta (paleosuoli) che favoriscono l'innesco come evidente negli schemi di Figura 25, concepiti utilizzando i principali fattori geologici ritenuti significativi, ovvero:

1. assetto litostratigrafico (sovrapposizione di livelli con coefficienti di permeabilità estremamente diversi, ad esempio pomici su paleosuoli) che consente l'instaurarsi di falde sospese effimere;
2. spessore dei livelli di pomici confinati tra orizzonti a permeabilità più ridotta (es. paleosuoli) che favorisce l'insorgere di falde sospese effimere ed artesiane responsabili di sottopressioni idrauliche alla base dello strato sovrastante le pomici. A tale proposito si sottolinea che i dati derivanti dal rilevamento evidenziano come spessori compresi tra i 10 ed i 40 cm debbano essere considerati predisponenti per gli inneschi;
3. irregolarità della geometria del versante. Le pareti sub-verticali antropiche (sentieri e terrazzi) e naturali (pareti di morfoselezione, faglie) interrompono infatti la continuità geometrica dei livelli pomicei. In appoggio su esse, sovente, si formano corpi detritico-piroclastici (colluviali e suoli) con granulometria estremamente più fine dei livelli di pomici, costituendo, quin-

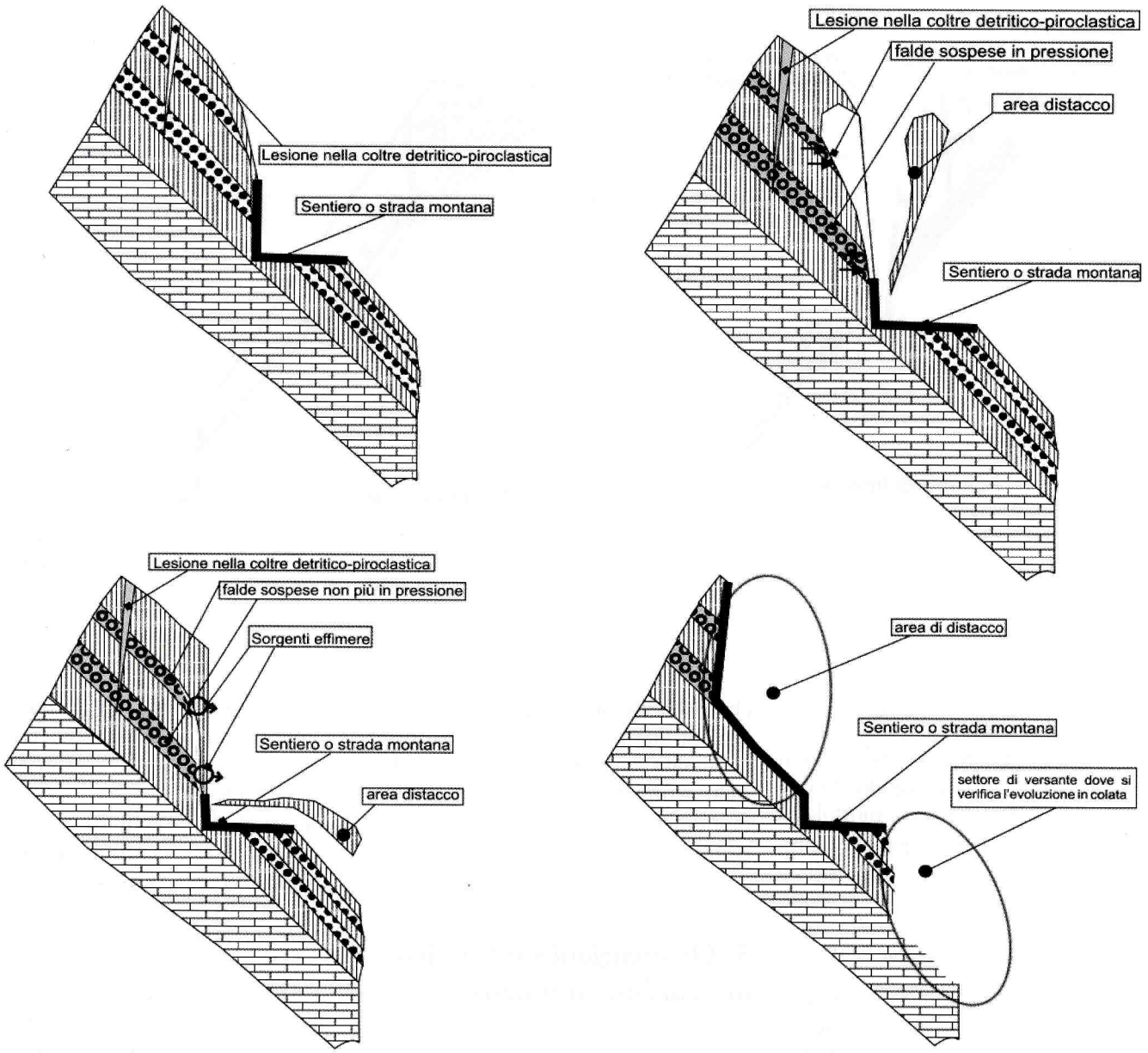


Fig. 26. Schema esemplificativo delle varie fasi di un possibile meccanismo di innesco di una frana da scorrimento in depositi piroclastici dell'ambito carbonatico.
Simplified scheme of the phases of a possible triggering mechanism for a rapid slide-flow in pyroclastic deposits mantling a carbonate bedrock.

di, degli ostacoli alla fuoriuscita laterale dell'acqua. Tale situazione favorisce ulteriormente l'insorgere delle già richiamate falde sospese nei livelli pomicei;

4. apertura di lesioni a monte delle aree di innesco. Se queste intercettano i livelli di pomici diventano vie di infiltrazione diretta per le acque meteoriche e di ruscellamento.

Avvalendosi di tutte le considerazioni su esposte, si sintetizzano di seguito le varie fasi responsabili di un possibile meccanismo di innesco di una frana da scorrimento nei depositi piroclastici in appoggio sul substrato carbonatico (Fig. 26):

I. In seguito ad eventi piovosi intensi, non necessariamente di carattere eccezionale, nelle coltri piroclastiche aumenta il contenuto d'acqua. Ciò determina, nei livelli a granulometria fine, la riduzione della suzione negli orizzonti non saturi (Picarelli & Olivares, 2001) e, quindi, il decremento della coesione apparente fino al suo annullamento. Tale circostanza genera locali instabilità, per meccanismi di rottura nelle coltri piroclastiche, con sviluppo di lesioni.

II. Le lesioni rappresentano vie d'infiltrazione diretta per le acque meteoriche e di ruscellamento; se esse intercettano

livelli di pomici, possono generare falde sospese effimere ed artesiane. Queste ultime, in considerazione dell'entità della pressione idrostatica prodotta e dello spessore delle coltri detritico-piroclastiche poste a tetto del livello pomiceo, possono favorire il distacco dei materiali detritico-piroclastici presenti lungo le pareti sub-verticali che delimitano i sentieri e le scarpate (schema A – Fig. 25) o sui settori di versante interessati dall'innesco (schema B – Fig. 25). La saturazione dei livelli pomicei può derivare anche da altre circostanze quali: la presenza di scavi realizzati intorno agli alberi per raccogliere le acque piovane e che possono portare in affioramento gli orizzonti pomicei; l'infiltrazione d'acqua lungo pareti prodotte da scavi artificiali; il trasferimento nei livelli pomicei d'acqua circolante in condotti carsici sepolti o in livelli carbonatici a fratturazione pervasiva, ecc.

III. Ad innesco avvenuto, sia esso singolo o multiplo, con modalità di rottura per scorrimento traslativo (Guadagno, 2000), si verifica l'evoluzione del fenomeno in colata. Secondo Picarelli & Olivares (2001) tale evoluzione è dovuta all'insorgere di sovrapressioni neutre fino, eventualmente, all'annullamento del carico delle tensioni efficaci (liquefazione statica). L'evoluzione in colata può essere favorita anche dall'impatto della massa mobilitata sulle coltri piroclastiche sottostanti che, in considerazione della bassa permeabilità, non riescono a dissipare le pressioni neutre positive istantaneamente. Di conseguenza si verifica l'annullamento delle pressioni effettive e quindi la fluidificazione di parte dei terreni in appoggio sul versante.

È da sottolineare che il meccanismo di innesco proposto è condizionato essenzialmente dalla presenza di livelli di pomici in appoggio su impermeabili relativi ($k_{pomici} >> K_{suoli,\ colluvioni\ o\ altro}$) che presentano interruzione della loro continuità geometrica. Tale interruzione può riferirsi a molteplici situazioni locali quali: riempimento di precedenti lesioni con materiali alluvio-colluviali; contatto tra orizzonti a diversa granulometria, per effetto di antichi eventi sismici; scavi realizzati lungo i versanti per la posa in opera di manufatti; ecc.

Nel caso dei pendii flegrei, invece, l'assetto litostratigrafico sembra svolgere un ruolo meno pregnante, se confrontato con altri fattori di controllo all'innesco. Infatti, se nel contesto carbonatico la presenza dei livelli pomicei ed i loro rapporti con orizzonti a diversa granulometria e permeabilità sono unanimemente riconosciuti come caratteri fortemente condizionanti la stabilità dei pendii, nell'area flegrea non si sono rinvenuti chiari riscontri che confermino tale evidenza La predisposizione a franare dei versanti flegrei deve pertanto ricondursi ad altri fattori, tra i quali quelli geomorfologici ed idraulico-geotecnici assumono un ruolo significativo.

A differenza della situazione tipica della dorsale carbonatica, nel distretto flegreo i distacchi si verificano in corrispondenza di settori di versante a più alta acclività (spesso > 40°) e solo occasionalmente subiscono l'evoluzione in colata, poiché gli iniziali scorrimenti si muovono per lo più lungo versanti planari. Ciò peraltro comporta una più ridotta propensione all'invasione, con conseguente minore esposizione al rischio da frana delle zone urbane pedecollinari.

Nell'area flegrea, inoltre, è stato osservato che un discreto numero di frane si è attivato esattamente nella stessa posizione di altre precedenti (Calcaterra et al., 2004, 2007a). Tale constatazione, in uno con la coincidenza delle superfici di distacco tra la parte pedogenizzata della coltre piroclastica e le sottostanti piroclastiti non alterate, sembra confermare che la pedogenizzazione dei terreni piroclastici sia condizione essenziale affinché una frana superficiale possa attivarsi nel distretto flegreo, rendendo così possibile la definizione di "tempi di ritorno" per la franosità locale. A tale riguardo, pur non potendosi ancora adottare una metodologia rigorosa, al pari di quanto avviene per gli studi sul rischio idraulico, per taluni areali si dispone di dati storici che consentono di avanzare delle utili ipotesi di lavoro. Nel caso dell'area flegrea, ad esempio, per un settore dell'area urbana di Napoli è stato possibile discriminare la propensione a franare sulla base di un tempo di ritorno rispettivamente inferiore o superiore ai 10 anni (Calcaterra et al., 2004). Per Sarno, d'altro canto, sono stati identificati 67 eventi, tra frane ed alluvioni, occorsi tra il 1500 ed il 2000 (Parise et al., 2002), anche se in nessun caso si sono registrati effetti paragonabili a quelli del maggio 1998.

Ulteriori differenze risiedono nella diversa suscettibilità delle piroclastiti flegree all'insorgere della cosiddetta "liquefazione statica" (Musso & Olivares 2003). Lungo i pendii carbonatici, infatti, i distacchi di norma coinvolgono terreni pressoché saturi, ancora sotto condizioni sostanzialmente drenate, poiché il pendio presenta un'acclività prossima all'angolo di attrito interno. Allorché si verifica una riduzione della suzione, la rottura avviene quasi istantaneamente come un collasso non drenato o parzialmente drenato. Per terreni sciolti suscettibili alla liquefazione statica, tale processo può condurre alla formazione di una colata detritica.

Nel contesto flegreo, invece, l'acclività nelle zone di distacco è, come detto, maggiore e di norma superiore ai valori dell'angolo di attrito interno dei terreni coinvolti. La rottura avviene pertanto quando il terreno mostra ancora una rile-

vante aliquota di suzione e, quindi, con un grado di saturazione inferiore all'unità: in tali condizioni, non possono insorgere sovrapressioni neutre e le frane si manifestano come scorrimenti (*slides*) o valanghe di detrito (*debris avalanches*).

6. *Conclusioni*

I gravi eventi che hanno colpito il Pizzo d'Alvano, la Penisola Sorrentina, Napoli ed altri contesti campani tra il 1996 ed il 2006 hanno indotto la comunità scientifica a produrre un considerevole sforzo per migliorare la conoscenza sulle frane da scorrimento-colata che minacciano circa 3000 km^2 di territorio regionale (Calcaterra et al., 2003).

Tuttavia, da un attento esame della produzione scientifica di settore, emerge che, già dagli anni '50 del secolo scorso, erano stati fissati alcuni capisaldi della moderna ricerca sulle cosiddette "colate rapide" della Campania. È infatti con i fondamentali lavori di Lazzari (1954) e Penta et al. (1954), scritti all'indomani dell'immane tragedia che colpì nell'ottobre 1954 Salerno ed i Comuni viciniori (circa 300 vittime), che sono stati individuati alcuni elementi, d'ordine geologico e geomorfologico, che le successive e più recenti ricerche hanno confermato e/o approfondito. Lazzari, in particolare, nel sottolineare il ruolo della "coltre di terreno vegetale" costituita dai prodotti flegrei e vesuviani, evidenzia, tra l'altro, quanto segue:

- il contributo delle pomici in termini di porosità, maggiore rispetto alle altre frazioni granulometriche tipiche della coltre;
- l'esiguo spessore della coltre, che non favorisce il radicamento profondo delle piante d'alto fusto;
- le variazioni di spessore della coltre in funzione dell'acclività del pendio;
- la coincidenza tra distacchi e "solchi" o "avvallamenti" del substrato, verosimilmente identificabili con gli *hollows* della più recente letteratura.

Negli anni '60 e '70 l'attenzione è stata principalmente rivolta alla Penisola Sorrentina, teatro di gravi eventi (Scrajo, 1966; M. Pendolo, 1971; M. San Costanzo, 1973), che hanno offerto spunti per alcuni contributi dei ricercatori dell'allora Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Napoli (Civita & Lucini, 1968; de Riso & Nota d'Elogio, 1973; Civita et al., 1975). Anche per le frane della Penisola Sorrentina è stata evidenziata la stretta connessione tra eventi meteorologici innescanti e caratteri idrogeologici dei terreni coinvolti.

Dopo alcuni significativi contributi collocati a cavallo degli anni '80 e '90 (Celico et al., 1986; Guadagno, 1991), sono gli eventi del periodo 1996-1999 a dare l'avvio ad una nuova stagione di ricerche, favorite anche dal quadro normativo nel frattempo introdotto nel Paese. All'indomani dell'evento di Sarno, infatti, la promulgazione del D.L. 11 giugno 1998, n. 180 ha costretto le Regioni a dare concreta attuazione alla Legge 183/1989 sulla Difesa del Suolo, con l'adozione dei Piani Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico.

In tale contesto, si annoverano numerose applicazioni di metodologie statistiche basate su algoritmi all'uopo predisposti (es.: Pareschi et al., 2001; Calcaterra et al., 2003; Iovine et al., 2005) o su codici di calcolo già disponibili in letteratura (es.: Calcaterra et al., 2004; Revellino et al., 2004). Tutti gli studi su area vasta hanno tratto giovamento, seppur in misura variabile, dalla migliore conoscenza nel frattempo conseguita sui fattori geologici, geomorfologici, geotecnici, idraulici, pedologici, vegetazionali che controllano la stabilità delle coltri piroclastiche. In quest'ultimo filone si inscrive il presente lavoro, in cui si è riusciti a precisare e/o confermare alcuni aspetti di rilievo, solo in parte già illustrati in precedenti contributi.

Ad esempio, i numerosi studi d'impianto geotecnico (es.: Evangelista et al., 2001; Picarelli & Olivares, 2001; Cascini & Sorbino, 2003) hanno messo in risalto come le proprietà idrogeologiche ed idrauliche dei terreni piroclastici favoriscano i fenomeni di risalita capillare (suzione); questi ultimi, a loro volta, sono responsabili della ben nota "coesione apparente" delle ceneri vulcaniche, il cui decremento e/o annullamento porta all'instabilità. In merito alla circolazione idrica sotterranea, vari autori (es.: Crosta & Dal Negro, 2003) escludono la necessità della risalita della falda dal substrato carbonatico verso l'alto affinché si generi l'instabilità della coltre piroclastica.

Particolare attenzione è stata dedicata in questi anni allo studio della geometria delle aree d'innesco, con studi che, di volta in volta, hanno messo in risalto l'importanza delle discontinuità morfologiche e degli angoli apicali (Fiorillo et al., 2001; Guadagno et al. 2003, 2005; Di Crescenzo & Santo, 2005) parametri che controllerebbero, rispettivamente, la circolazione idrica superficiale/sub-superficiale ed i volumi dei distacchi iniziali.

In questa sede, riassumendo quanto emerso soprattutto dalle analisi di dettaglio condotte nel contesto carbonatico, si può evidenziare che:

a. tutte le successioni litostratigrafiche presenti nelle aree di distacco annoverano uno o più livelli di lapilli pomicei;
b. lo spessore dei singoli livelli di pomici, eccezion fatta per le Pomici di Mercato, è compreso tra 10 e 40 cm;
c. il diametro prevalente delle singole pomici che costituiscono i livelli pomicei è di 1-2 cm per quelle da riferire all'eruzioni di Mercato, Agnano – M. Spina, Pollena e 1631. Le pomici di Avellino e del 79 d.C. presentano invece diametro prevalente pari a 3-4 cm;
d. tutti i livelli di pomici poggiano

su paleosuoli a granulometria fine (sabbia fine limoso-argillosa) che costituiscono, rispetto alle pomici, degli impermeabili relativi $K_{pomici} >> K_{paleosuolo}$;

e. tutti i piani di scorrimento presentano una parete subverticale ben definita (scarpata principale) e sono a geometria irregolare;
f. il tratto di piano di scorrimento verticale attraversa, ove presenti, più livelli di pomici, mentre il tratto di piano inclinato sovente segue il contatto pomici-paleosuolo;
g. i piani di scorrimento intercettano talora livelli di pomici in deposizione secondaria, a testimonianza del fatto che alcune delle aree in frana sono già state interessate in passato da movimenti d'instabilità;
h. l'acclività delle aree di distacco è compresa tra 29° e 49°, presentando un picco in corrispondenza di 37°;
i. le frane si sono attivate sia su versanti a geometria planare che su quelli interessati da impluvi (frane incanalate);
j. tutte le aree di distacco sono attraversate da sentieri che hanno interrotto la continuità geometrica dei livelli detritico-piroclastici;
k. in prossimità delle zone di distacco sono state osservate o segnalate lesioni nelle coltri lunghe decine di metri;
l. in alcuni casi sono stati rinvenuti chiari indizi che testimoniano la presenza di movimenti orizzontali delle acque di infiltrazione (cunicoli nelle pomici e condotti carsici);
m. in più casi i residenti hanno segnalato la presenza di sorgenti effimere nei pressi delle frane, o hanno riferito di scrosci d'acqua uditi immediatamente dopo l'innesco del fenomeno;
n. lungo le aree di distacco il substrato carbonatico presenta giaciture estremamente variabili.

Ringraziamenti

Gran parte del presente lavoro deriva dall'attività di ricerca promossa dal C.U.G.RI. (Centro Universitario tra le Università di Napoli Federico II e di Salerno per la Previsione e Prevenzione dei Grandi Rischi), condotta nel corso di una borsa di studio assegnata al primo autore (settembre 2001-dicembre 2002), con il tutoraggio del Prof. Roberto de Riso. Gli autori sono grati al prof. de Riso per la revisione critica di una prima versione del manoscritto. Si ringraziano i colleghi che, in varie fasi del lavoro, hanno supportato le attività di rilievo in sito e contribuito con discussioni e suggerimenti al presente lavoro: Umberto Del Vecchio, Mauro Di Vito, Sergio Nardò.

Bibliografia

Andronico D., Calderoni G., Cioni R., Sbrana A., Sulpizio R. & Santacroce R. (1995) – *Geological map of Somma-Vesuvius Volcano.* Per. Min., 64, 77-78.

Ascione A., Cinque A., Franza A. & Romano P. (2007) – *Il ruolo dei fattori geomorfologici nell'innesco e propagazione delle frane del 30 aprile 2006 sul Monte di Vezzi (Ischia, Italia).* Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 2/2007, 93-118.

Bertagnini A., Landi P., Rosi M. & Vigliargio A. (1996) – *The Pomici di Base plinian eruption (19.000 yr BP).* Workshop handbook, Vesuvius decade volcano, CNR-GNV-IAVCEI, 12-22.

Brancaccio L. & Cinque A. (1988) – *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano.* Mem. Soc. Geol. Ital., 41, 83-86.

Calcaterra D. & Guarino P.M. (1999.) – *Dinamica morfologica e fenomeni franosi recenti nell'area collinare napoletana (settore occidentale).* IX Congr. Naz. dei Geologi, Roma, 17-20 aprile 1997. Geologia Tecnica ed Ambientale, 2, 11-17.

Calcaterra D. & Santo A. (2004) – *The January 10, 1997 Pozzano landslide, Sorrento Penisola, Italy.* Engineering Geology, 75, 181-200.

Calcaterra D., de Riso R. & Di Martire D. (2004) – *Assessing shallow debris slide hazard in the Agnano Plain (Naples, Italy) using SINMAP, a physically based slope-stability model.* Proc. 9th Intern. Symp. on Landslides, Rio de Janeiro (Brazil), 28 June – 2 July 2004, 1, 177-183.

Calcaterra D., de Riso R., Evangelista A., Nicotera M.V., Santo A. & Scotto Di Santolo A. (2004) – *Slope instabilities of the pyroclastic deposits in the Phlegraean district and in the carbonate Apennine (Campania, Italy).* Proc. Intern. Workshop "Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfills", Sorrento, 14-16 Maggio 2003, 61-75.

Calcaterra D., de Riso R., Nave A. & Sgambati D. (2002) – *The role of historical information in landslide hazard assessment of urban areas: the case of Naples (Italy).* Proc. 1st European Conf. on Landslides, Prague, 29-35.

Calcaterra D., Santo A., de Riso R., Budetta P., Di Crescenzo G., Franco I., Galietta G., Iovinelli R., Napolitano P. & Palma B. (1999) – *Fenomeni franosi connessi all'evento pluviometrico del gennaio 1997 in Penisola Sorrentina-M.ti Lattari: primo contributo.* Atti IX Congr. Naz. Geologi, Roma, 17-20 aprile 1997, 223-231, Flashprint, Benevento.

Calcaterra D., Palma B., Parise M. & Pelella L. (2000a) – *The influence of meteoric events in triggering shallow landslides in pyroclastic deposits of Campania, Italy.* Proc. 8th Int. Symp. on Landslides, Cardiff, 26-30 giugno 2000, 1, 209-214.

Calcaterra D., Palma B., Parise M. & Pelella L. (2000b) – *Multiple debris-flow in volcaniclastic materials mantling carbonate slopes.* Proc. 2nd Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation, Taipei (Taiwan), 16-18 Agosto 2000, 99-107.

Calcaterra D., Coppin D., de Vita S.,

Di Vito M.A., Orsi G., Palma B. & Parise M. (2007a) – *Slope processes in weathered volcaniclastic deposits within the city of Naples: the Camaldoli Hill case*. Geomorphology, 87 (3), 132-157.

Calcaterra D., Parise M., Strumia S. & Mazzella E. (2007b) – *Relations between fire, vegetation and landslides in the heavily populated metropolitan area of Naples, Italy*. In: Schaefer V.R., Schuster R.L. & Turner A.K. (eds.), Proc. 1st North American Landslide Conf., Vail (Colorado), 3-8 June 2007, AEG Special Publication 23, 1448-1461.

Cascini L. & Sorbino G. (2003) – *The contribution of soil suction measurements to the analysis of flowslide triggering*. Proc. Int. Workshop "Occurrence and Mechanisms of Flow-like Landslides in Natural Slopes and Earthfills", Sorrento, 14-16 Maggio 2003, 77-85.

Cascini L., Guida D., Romanzi G., Nocera N. & Sorbino G. (1998) – *A preliminary model for the landslides of May 1998 in Campania Region*. Proc. 2nd Int. Symp. "The Geotechnics of Hard Soils – Soft Rocks", Napoli, 12-14 Ottobre 1998, 3, 1623-1649.

Celico P., Guadagno F.M. & Vallario A. (1986) – *Proposta di un modello interpretativo per lo studio delle frane nei terreni piroclastici*. Geol. Appl. e Idrogeologia, 21, 173-193.

Celico P., Aquino S, Esposito L. & Piscopo V. (2000) – *Problematiche idrogeologiche connesse con i fenomeni di instabilità delle coltri piroclastiche della dorsale di Pizzo d'Alvano (Campania)*. Quad. Geologia Applicata, 7 (2), 167-187.

Cioni R., Levi S. & Sulpizio R. (2000) – *Apulian Bronze Age potteries along distance indicator of the Avellino Pomice eruption (Vesuvius, Italy)*. In: McGuire B., Griffiths D. & Stewart I. (eds.), The Archaeology of Geological Catastrophes. Geol. Soc. Lond., Sp. Publ. 171, 159-177.

Cioni R., Sulpizio R. & Garruccio N. (2003) – *Variability of the eruption dynamics during a Subplinian event: the Greenish Pumice eruption of Somma-Vesuvius (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 124, 89-114.

Civita M., de Riso R., Lucini P. & Nota d'Elogio E. (1975) – *Studio delle condizioni di stabilità dei terreni della Penisola Sorrentina*. Geol. Appl. e Idrogeologia, 10, 129-188.

Civita M. & Lucini P. (1968) – *Sulla franosità della zona nord orientale della Penisola Sorrentina*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., 10, Napoli, 58 pp.

Crosta G.B. & Dal Negro P. (2003) – *Observations and modelling of soil slip – debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 3, 53-69.

Deino A.L., Orsi G., Piochi M. & De Vita S. (2004) – *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera – Italy) assessed by 40Ar/39Ar dating method*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 133, 157-170.

Delibrias G., Di Paola G.M., Rosi M. & Santacroce R. (1979) – *La storia eruttiva del complesso vulcanico Somma-Vesuvio ricostruita dalle successioni piroclastiche del Monte Somma*. Rend. Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 35, 411-448.

Del Prete M., Guadagno F.M. & Hawkins A.B. (1998) – *Preliminary report on the landslides of 5 May 1998, Campania, southern Italy*. Bull. Eng. Geol. Env., 57, 113-129.

Del Prete S. & Mele R. (1999) – *L'influenza dei fenomeni di instabilità di versante nel quadro morfoevolutivo della costa dell'isola d'Ischia*. Boll. Soc. Geol. It., 118 (2), 339-360.

de Riso R. & Nota d'Elogio E. (1973) – *Sulla franosità della zona sud-occidentale della Penisola Sorrentina (Campania)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., 12, 46 pp.

de Riso R., Budetta P., Calcaterra D. & Santo A. (1999) – *Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano*. Atti Conv. "Previsione e Prevenzione di movimenti franosi rapidi", Trento, 17-19 giugno 1999, GEAM, 133-150.

de Riso R., Budetta P., Calcaterra D., Del Prete S., Di Crescenzo G., Guarino P.M., De Luca C., Mele R., Palma B., Santo A. & Sgambati D. (2004) – *Fenomeni di instabilità dei versanti dei Monti Lattari e dell'area flegrea (Campania)*. Quad. Geologia Applicata, 11(1), 5-30.

De Vita S., Orsi G., Civetta L., Carandente A., D'Antonio M., Deino A., Di Cesare T., Di Vito M., Fisher R.V., Isaia R., Marotta E., Ort M., Pappalardo L., Piochi M. & Southon J. (1999) – *The Agnano-Monte Spina eruption (4.1 ka) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 91 (2-4), 269-301.

De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrson W.A., Spera F.J. & Belkin A.E. (2001) – *New constraints on the pyroclastic eruption history of the Campanian volcanic plain (Italy)*. Mineral. Petrol., 73, 47-65.

Di Crescenzo G. & Santo A. (1999) – *Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento-colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina*. Geogr. Fis. Din. Quatern., 22, 57-72.

Di Crescenzo G. & Santo A. (2005) – *Debris slides–rapid earth flows in the carbonate massifs of the Campania region (Southern Italy): morphological and morphometric data for evaluating triggering susceptibility*. Geomorphology, 66, 255-276.

Dietrich W.E., Wilson C.J. & Reneau S.L. (1986) – *Hollows, landslides, and colluvium in soil-mantled landscapes*. In: Abrahams A.D. (ed.), Hillslope processes. Allen and Unwin, 383-400.

Di Nocera S., Matano F., Rolandi G. & Rolandi M. (2007) – *Contributo sugli aspetti geologici e vulcanologici di Monte di Vezzi (Isola d'Ischia) per lo studio degli eventi franosi dell'aprile 2006*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 2/2007, 27-49.

Di Vito M.A., Isaia R., Orsi G., Southon J., D'Antonio M., de Vita S., Pappalardo L. & Piochi M. (1999) – *Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy).* J. Volcanol. Geotherm. Res., 91, 221-246.

Evangelista A., Pellegrino A. & Scotto Di Santolo A. (2001) – *Misure in sito di suzione nelle coltri piroclastiche del napoletano.* In: Campi sperimentali per lo studio della stabilità dei pendii, Hevelius Ed.

Fiorillo F., Guadagno F.M., Aquino S. & De Blasio A. (2001) – *The December 1999 Cervinara landslides: further debris flows in the pyroclastic deposits of Campania (southern Italy).* Bull. Eng. Geol. Environ., 60 (3), 171-184.

Guadagno F.M. (1991) – *Debris flows in the Campanian volcaniclastic soils (Southern Italy).* Proc. Int. Conf. Slope Stability Eng. Devel. and Applications, Isle of Wight, 125-130.

Guadagno F.M. (2000) – *The landslides of 5th May 1998 in Campania, Southern Italy: natural disasters or also man-induced phenomena?* J. Nepal Geol. Soc., 22, 463-470.

Guadagno F.M., Martino S. & Scarascia Mugnozza G. (2003) – *Influence of man-made cuts on the stability of pyroclastic covers (Campania, southern Italy): a numerical modelling approach.* Environmental Geology, 43, 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, 237-254.

Isaia R. (1998) – *Storia vulcanica ed evoluzione morfostrutturale della Caldera dei Campi Flegrei negli ultimi 12 ka.* Tesi di Dottorato, Università degli studi di Napoli "Federico II", 200 pp.

Iovine G., D'Ambrosio D. & Di Gregorio S. (2005) – *Applying genetic algorithms for calibrating a hexagonal cellular automata model for the simulation of debris flows characterised by strong inertial effects.* Geomorphology, 66, 287-303.

Lazzari A. (1954) – *Aspetti geologici dei fenomeni verificatesi nel Salernitano in conseguenza del nubifragio del 25-26 ottobre 1954.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, 63, 131-142.

Musso G. & Olivares L. (2003) – *Flowslides in pyroclastic soils: transition from "static liquefaction" to "fluidization".* Proc. Int. Workshop "Occurrence and Mechanisms of Flow-like Landslides in Natural Slopes and Earthfills", Sorrento, 14-16 Maggio 2003, 117-127.

Orsi G., de Vita S. & Di Vito M. (1996) – *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration.* J. Volcanol. Geoth. Res., 74, 179-214.

Palma B. (2002) – *Franosità delle coltri piroclastiche campane. Modelli geologici e meccanismi di innesco nei massicci carbonatici.* Rel. Finale Borsa di studio C.U.G.R.I. (Consorzio interUniversitario per la Previsione e Prevenzione dei Grandi Rischi), Univ. Salerno – Univ. Napoli Federico II, 78 pp.

Pareschi M.T., Santacroce R., Sulpizio R. & Zanchetta G. (2001) – *Volcaniclastic debris flows in the Clanio Valley (Campania, Italy): insights for the assessment of hazard potential.* Geomorphology, 43, 219-231.

Parise M., Calcaterra D., Palma B. & Pelella L. (2000) – *Censimento ed analisi morfometrica degli eventi franosi del gennaio 1997 e del maggio 1998 nel territorio comunale di Quindici (Av).* C.N.R.-CERIST, Bari – Rapporto Interno n. 61, 41 pp.

Parise M., Calcaterra D. & Palma B. (2002) – *Historical data analysis of landsliding and flood events in Campania (Italy), as a tool for the assessment of the landslide hazard.* Proc. 1st European Conf. on Landslides, Prague, 259-267.

Parise M., Calcaterra D., de Luca Tupputi Schinosa F. & Palma B. (2004) – *Rockfall stability assessment at the western slope of the Camaldoli Hill (Naples, Italy).* Proc. 9th Int. Symp. on Landslides, Rio de Janeiro (Brazil), 28 June – 2 July 2004, 1, 257-263.

Penta F., Lupino O.R., Capozza F. & Esu F. (1954) – *Effetti dell'alluvione del 26 ottobre 1954 nel Salernitano.* Geotecnica, 1, 245-258.

Picarelli L. & Olivares L. (2001) – *Innesco e formazione di colate di fango in terreni sciolti di origine piroclastica.* Atti Forum "Per il rischio idrogeologico in Campania, Napoli, 26-38.

Pierson T.C. & Costa J.E. (1987) – *A rheologic classification of subaerial sediment–water flows.* In: Costa J.E. & Wieczorek G.F. (eds.), Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation. Geol. Soc. Am., Reviews in Eng. Geol., 7, 1-12.

Revellino P., Hungr O., Guadagno F.M. & Evans S.G. (2004) – *Velocity and runout simulation of destructive debris flows and debris avalanches in pyroclastic deposits, Campania region, Italy.* Environ. Geol., 45, 295-311.

Rittmann A. & Gottini V. (1980) – *L'Isola d'Ischia. Geologia.* Boll. Serv. Geol. It., 101, 131-274.

Rolandi G., Maraffi S., Petrosino P. & Lirer L. (1993a) – *The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvius (8000 y b.p.): a magmatic alternating fall and flow-forning eruption.* J. Volcan. Geoth. Res., 58, 43-65.

Rolandi G., Mastrolorenzo G., Barrella A.M. & Borrelli A. (1993b) – *The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3760 y b.p): The progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style.* J. Volcanol. Geotherm. Res., 58, 67-88.

Rolandi G., Bartolini F., Cozzolino G., Esposito N. & Sannino D. (2000) – *Sull'origine delle coltri piroclastiche presenti sul versante occidentale del Pizzo d'Alvano.* Quaderni di Geologia Applicata, 7 (1), 37-47.

Rosi M. & Santacroce R. (1983) – *The AD 472 "Pollena" eruption: volcanological and petrological data for this poorly known, Plinian-type event at*

Vesuvius. J. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 249-271.

ROSI M., PRINCIPE C. & VECCI R. (1993) – *The 1631 eruption of Vesuvius reconstructed from the review of chronicles and study of deposits*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 58, 151-182.

SANTACROCE R. (1987) – *Somma-Vesuvius*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", 114, Prog. Fin. "Geodinamica", 8, CNR, Roma, 251 pp.

SIANI G., PATERNE M., MICHEL E., SULPIZIO R., SBRANA A., ARNOLD M. & HADDAD G. (2001) – *Sea-surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum*. Science, 294, 1917-1920.

SIGURDSSON H., CAREY S., CORNELL W. & PESCATORE T. (1985) – *The eruption of Vesuvius in 79 A.D.* National Geographic Res., 1, 332-387.

VEZZOLI L. (ed.) (1988) – *Island of Ischia*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", 114, Prog. Fin. "Geodinamica", 10, CNR, Roma, 133 pp.

ZANCHETTA G., SULPIZIO R. & DI VITO M.A. (2004) – *The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy)*. Sedimentary Geology, 168, 249-280.