



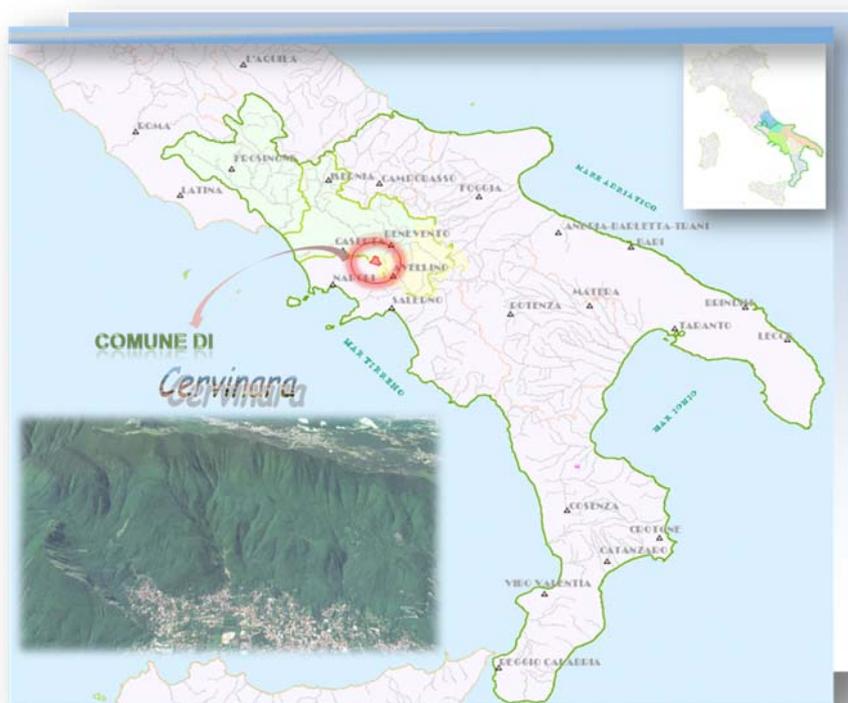
*Autorità di Bacino  
dei fiumi Liri-Garigliano e Volturno*



Comune di Cervinara  
Provincia di Avellino

## **ACCORDO DI PROGRAMMA**

*Autorità di Bacino dei fiumi Liri-Garigliano e Volturno  
e  
Comune di Cervinara*



## **MITIGAZIONE DEL RISCHIO IDROGEOLOGICO FINALIZZATO AL GOVERNO DEL TERRITORIO**

*Elaborato:*

<b>B.3.1-B.6.1-B.9.1</b>	<b>RELAZIONE GENERALE SUGLI STUDI GEOLOGICI, GEOMORFOLOGICI, IDROGEOLOGICI E GEOTECNICI</b>
Scala	
Data Giugno 2013	

**AUTORITÀ DI BACINO  
DEI FIUMI LIRI-GARIGLIANO E VOLTURNO  
I.R.U.P.**

*Segretario Generale Dott.ssa. Vera Corbelli*

# INDICE

<b>1. PREMESSA</b>	<b>3</b>
<b>2. INQUADRAMENTO GENERALE DEI LUOGHI E PROBLEMATICHE DI INTERESSE</b>	<b>4</b>
2.1. ASSETTO GEOLOGICO	4
2.2. ASSETTO GEOMORFOLOGICO	7
2.3. ASSETTO IDROGEOLOGICO	8
2.4. CARATTERISTICHE FISIOGRAFICHE DEI BACINI IMBRIFERI	9
2.4. TIPOLOGIA DEI DISSESTI	11
<b>3. METODOLOGIA DI ANALISI</b>	<b>12</b>
<b>4. ANALISI DELLE INDAGINI GEOGNOSTICHE ESEGUITE</b>	<b>13</b>
<b>5. METODI DI STUDIO E DI INDAGINE DEGLI ASPETTI GEOLOGICI E STRATIGRAFICI</b>	<b>16</b>
5.1. GEOLOGIA	16
5.2. STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DI VERSANTE	20
5.3. CRITERI PER LA REDAZIONE DELLA CARTA DEGLI SPESSORI DELLE COPERTURE	23
<b>6. METODI DI STUDIO E DI INDAGINE DEGLI ASPETTI GEOMORFOLOGICI</b>	<b>34</b>
6.1. CRITERI PER LA REDAZIONE DELLA CARTA INVENTARIO DEI FENOMENI FRANOSI NEL QUADRO GEOLOGICO E MORFOEVOLUTIVO DEL TERRITORIO	46
6.2. CRITERI PER LA DEFINIZIONE DELLO STATO DI ATTIVITÀ DELLE CONOIDI ALLUVIONALI	56
6.2.1. STATO DI ATTIVITÀ DELLE CONOIDI	56
<b>7. IDROGEOLOGIA</b>	<b>87</b>
<b>8. ANALISI E MODELLAZIONI GEOTECNICHE</b>	<b>93</b>
8.1. FASE DI INNESCO	93
8.1.1. MODELLI DI INNESCO	93
8.1.2. DATI DI INPUT E TARATURA DEI PARAMETRI DI CALCOLO	96
8.1.3. SIMULAZIONI EFFETTUATE	97
8.2. FASE DI PROPAGAZIONE	101
8.2.1. MODELLI DI PROPAGAZIONE	101
8.2.2. PROPAGAZIONE DELLE COLATE RAPIDE DI FANGO	104

8.2.3. PROPAGAZIONE DEI FLUSSI INCANALATI IPERCONCENTRATI	108
8.2.4. PROPAGAZIONE DEI FENOMENI DI TIPO DAM-BREAK	109
<b>9. ANALISI DELLA VULNERABILITA' FISICA</b>	<b>112</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>119</b>

## **1. PREMESSA**

In ottemperanza alle attività previste nell'Accordo di Programma tra l'Autorità di Bacino dei fiumi "Liri-Garigliano e Volturno" ed il Comune di Cervinara stipulato il 19/10/2010, ed avente ad oggetto lo studio di dettaglio sull'intero territorio comunale interessato da aree a Rischio Molto Elevato ed aree di Alta Attenzione, da predisporre sulla base di quanto esplicitato in uno specifico disciplinare tecnico-operativo-temporale a cui si rimanda, nella presente relazione sono illustrati i risultati degli studi geologici, geomorfologici, idrogeologici e geotecnici propedeutici alla ripermimetrazione delle aree del territorio comunale di Cervinara (AV) (già definite a rischio idrogeologico nel vigente Piano Stralcio di Assetto Idrogeologico – Rischio da frana) anche attraverso l'approfondita descrizione del percorso metodologico seguito per la redazione degli elaborati cartografici prodotti e dei loro contenuti fondamentali.

## 2. INQUADRAMENTO GENERALE DEI LUOGHI E PROBLEMATICHE DI INTERESSE

### 2.1. ASSETTO GEOLOGICO

Il centro abitato di Cervinara si sviluppa in parte nella pianura della Valle Caudina, compresa tra gli abitati di Rotondi e di S. Martino Valle Caudina, e in parte nel territorio immediatamente a ridosso delle pendici settentrionali del rilievo di M.te Ciesco Alto (ovvero Ciglio di Cervinara), frapposto tra la Piana Campana e la Piana Caudina (Fig. 2.1).



**Figura 2.1.** Vista dell'area di studio (da Google Earth).

Sotto il profilo geologico-strutturale il settore pianeggiante del centro abitato occupa il margine meridionale della Piana Caudina, una depressione strutturale che durante il Tardoquaternario ha costituito un ampio bacino lacustre. Nel Pleistocene superiore-Olocene il lago si è progressivamente interrato per l'accumulo di depositi detritico alluvionali e torrentizi provenienti dai vicini rilievi montuosi, e soprattutto, per gli apporti piroclastici provenienti dai vulcani dei Campi Flegrei e dall'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio. Intorno a 39Ka si registra la messa in posto della formazione tufacea dell'Ignimbrite campana, che nel territorio del Comune di Cervinara si rinviene affiorante in maniera discontinua alla base dei versanti con limitati spessori mentre appare largamente diffusa nel sottosuolo di tutta la Piana intercalata in banchi ai depositi lacustri. Sui versanti e nel sottosuolo della Piana, ai depositi detritico alluvionali e lacustri e/o palustri, si alternano livelli di pomici e ceneri da caduta, localmente molto rimaneggiati,

provenienti dal Somma Vesuvio (*Pomici di Ottaviano* - 8 Ka, e *Pomici di Avellino* - 3,7 Ka) e dai Campi Flegrei (*Formazione di Agnano M.te Spina* - 4,1 Ka).

La dorsale carbonatica del *Ciglio di Cervinara* rappresenta la porzione affiorante di una delle due principali unità paleogeografiche che caratterizzano il substrato profondo di questo settore dell'Appennino campano: l'Unità della *Piattaforma Carbonatica sud-appenninica*, e l'Unità del *bacino Lagonegrese-molisano* ( *sensu* PESCATORE et alii 1999) di età compresa tra il Mesozoico ed il Terziario.

La configurazione geometrica attuale delle unità presenti nell'area è il risultato di una articolata storia deformativa caratterizzata da fasi compressive mio-plioceniche seguite da episodi di tettonica trascorrente ed estensionale durante il Pliocene superiore-Pleistocene.

L'elemento geometricamente più elevato della pila tettonica è dato dalla dorsale carbonatica di Cervinara (Fig. 2.2) che si sovrappone con vergenza orientale sulla unità Lagonegrese molisana. L'età della sovrapposizione tettonica è successiva alla deposizione delle arenarie di Caiazzo del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (Patacca et alii, 1990; Di Nocera et alii). La pila tettonica così formata viene successivamente disarticolata dalla tettonica plio-pleistocenica coeva all'apertura della porzione meridionale del bacino Tirrenico (Casciello et alii, 2006).

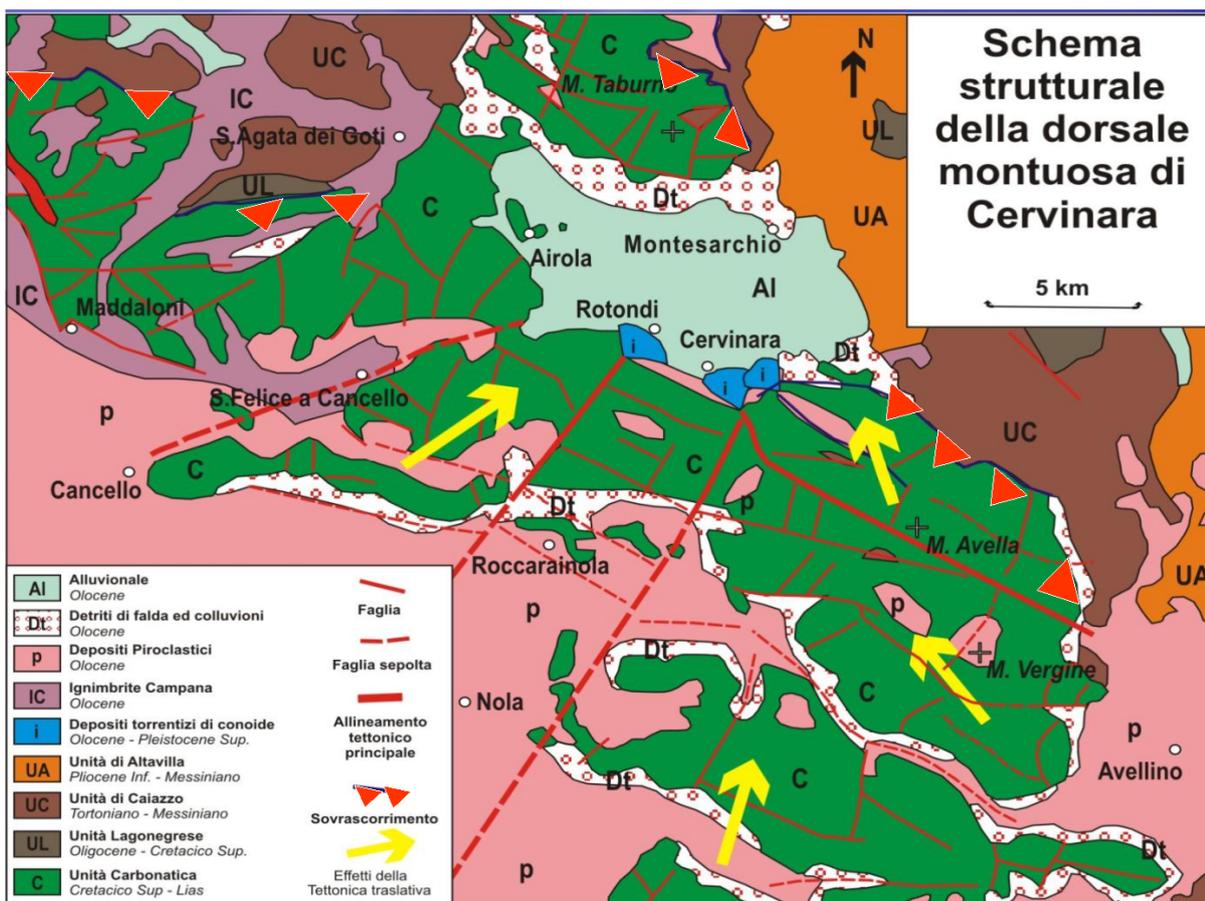
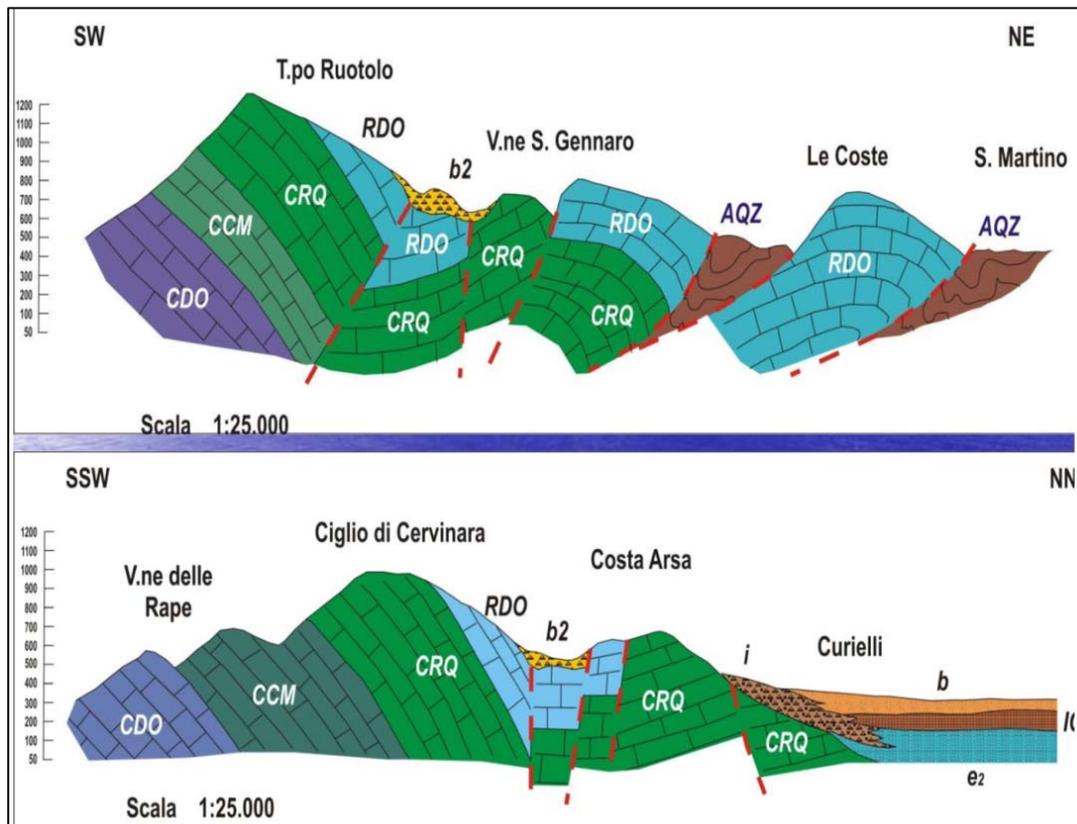


Figura 2.2. Schema strutturale della dorsale montuosa di Cervinara.

In questo settore della catena la tettonica trascorrente ed estensionale del Pliocene superiore è ben evidente. A questa generazione di strutture deformative appartiene il lineamento tettonico

ad orientazione NW-SE che borda il versante meridionale del massiccio del Taburno. Questa struttura, oltre a determinare il sollevamento e venuta a giorno dei livelli strutturali più bassi della successione carbonatica, mette a contatto i terreni cretacei con le sottostanti porzioni giurassiche del Taburno, mediante un rigetto di ordine chilometrico (Fig. 2.2).

Nell'insieme le strutture descritte definiscono una serie di scaglie sovrapposte costituite da elementi carbonatici, accavallati con vergenza verso i quadranti settentrionali su vari termini dell'Unità lagonegrese molisana o sui depositi miocenici (Fig. 2.3).



**Figura 2.3.** Sezioni geologiche schematiche.

Strutture tettoniche riconducibili a questa fase deformativa sono quelle che hanno generato i principali valloni che dal Ciglio di Cervinara con elevata pendenza sboccano nel fondovalle ove si sviluppa l'abitato di Cervinara. Alcuni esempi sono forniti dalla Valle del Castello, dal V.ne S. Gennaro, dal V.ne Conca e dal V.ne Pozzillo.

I rilievi montuosi di Cervinara sono formati essenzialmente da rocce calcaree e, subordinatamente, calcareo-dolomitiche, compatte che costituiscono una successione di strati e banchi, intensamente fratturati, di spessore dell'ordine di varie centinaia di metri e d'età compresa tra il Giurassico inferiore ed il Cretacico sup. La tettonica ha smembrato la originaria sequenza stratigrafica carbonatica suddividendola in vari blocchi fagliati e ruotati, che assumono in più settori l'assetto di piccole strutture monocliniche variamente inclinate e ruotate, ma comunque con immersioni prevalenti verso N e NW ed inclinazione variabile di 10°- 35°. Gli strati sono prevalentemente a franapoggio lungo il versante meridionale dei Monti di Cervinara.

Ciò comporta che i termini più antichi della successione (Giurassico e Cretacico inf.) affiorino nelle porzioni alte del Ciglio di Cervinara, o maggiormente sul versante di M.te Ciesco Alto che affaccia sulla Piana Campana, mentre gli strati calcarei del Cretacico superiore affiorino prevalentemente sul versante settentrionale.

Su queste due importanti unità tettoniche si rinvencono in discordanza depositi terrigeni miocenici e terreni clastici di origine torrentizia, e i terreni di origine vulcanica del Quaternario precedentemente riferiti, che ricoprono i versanti con spessori da pochi centimetri fino a varie decine di metri.

La dorsale di Cervinara si sviluppa dai M.ti di Avella fino a M.te Fellino, rilievo soprastante l'abitato di S. Felice a Canello, secondo la direzione Est-Ovest. La dorsale è caratterizzata da uno spartiacque che per tutto il suo sviluppo, intorno alla quota di 1000 m, si presenta non più largo di alcune decine di metri. Il rilievo, per questo sviluppo trasversale alla Piana Campana, ha rappresentato nel Pleistocene superiore e nell'Olocene e fino in epoca storica lo sbarramento naturale ai flussi piroclastici generati dalle eruzioni esplosive dei vulcani Flegrei e del Somma Vesuvio. La particolare condizione morfo-strutturale del versante settentrionale di M.te Ciesco in cui sono presenti vari ripiani morfologici (Piano D'Iorio e Pino S.Gregorio, ha facilitato l'accumulo di una coltre piroclastica molto spessa.

Inoltre la dorsale, essendo uno dei primi rilievi che si ergono sulla Piana campana, è sede di precipitazioni orografiche, generate da nubi cariche di pioggia provenienti direttamente dal mare, per cui la struttura stratigrafica della coltre è molto articolata e risulta composta da vari livelli di piroclastiti rimaneggiate e piroclastiti da caduta intercalate a livelli lenticolari di paleosuoli.

## **2.2. ASSETTO GEOMORFOLOGICO**

La Dorsale del Partenio, ad andamento SE-NW, ha in Toppo Tuostolo (1215 m s.l.m.), Toppo Alto (1250m s.l.m.) e Monte Ciesco Alto (1308m s.l.m.) i rilievi più elevati, il cui allineamento individua la linea di spartiacque principale.

La zona sommitale del rilievo è caratterizzata da una stretta superficie di spianamento a debole pendenza, con alcune conche endoreiche e dossi sommitali poco accidentati (es. Piano Rapillo nella zona Sud – orientale).

Altre aree spianate, situate a mezza costa, sono limitate a zone di piana intramontana (Piano Gregorio, Piano di Iorio, piano di Sopra, ecc) e sono circondate da versanti particolarmente acclivi e caratterizzati da profonde incisioni e valli rettilinee.

Nel settore Nord i versanti si raccordano alla piana mediante una fascia pedemontana di ampiezza variabile e sono contraddistinti da un'acclività via via più ridotta. A Nord e Nord-Est i versanti bordieri della struttura carbonatica costituiscono il fianco sinistro di un'ampia depressione valliva denominata Valle Caudina, che si estende dalla stretta di Arpaia fino a Montesarchio ad Est e Bucciano a Nord.

Le spianate sommitali ed intramontane, dal punto di vista morfoevolutivo, costituiscono i lembi residuali di un'antica superficie morfologica peneplanata, già attribuita al Pliocene Superiore

– Pleistocene Inferiore, variamente dislocata e disarticolata in morfoblocchi di ordine inferiore da elementi strutturali di vario rigetto, lungo i quali si sono impostati i vari corsi d'acqua che incidono il rilievo secondo un regime susseguente.

I diversi settori di pendio che bordano la dorsale carbonatica costituiscono, invece, il prodotto finale di un lungo modellamento avvenuto secondo il meccanismo prevalente della “recessione rettilineo–parallela” con versanti che seguono il modello di Penck – Lehman per rilievi omogenei dal punto di vista litologico. La regolarità del profilo di riferimento è influenzata da fattori morfostrutturali e/o litostratigrafici, quali ripiani di morfoselezione, carsismo superficiale ecc.

Allo sbocco delle aste torrentizie, sia in ambito intramontano che vallivo, è stata riconosciuta la presenza sia di conoidi detritico-alluvionali che colluviali di varia età (antiche recenti ed attuali) e conformazione, spesso anastomizzati e sovrapposti.

L'andamento del reticolo drenante secondario, nelle zone pedemontane, risulta spesso influenzato dagli effetti deposizionali dei flussi piroclastici e detritico-piroclastici sia tipo colate rapide di fango e sia lenti e gradualmente nel tempo.

### **2.3. ASSETTO IDROGEOLOGICO**

Il territorio di Cervinara ricade nell'unità idrogeologica dei monti di Avella-monte Vergine-Pizzo d'Alvano, delimitata a nord dalla discontinuità strutturale Arpaia-Cancello, a nord-ovest dai depositi terrigeni del bacino Irpino, a sud dalla valle del Solofrana e ad ovest dai depositi quaternari della conca Campana.

L'unico limite, che consente una elevatissima tenuta dei travasi è quello nord-orientale, caratterizzato dalla presenza di depositi arenaceo-marnosi-argillosi.

A nord, esiste continuità idraulica con la struttura carbonatica adiacente, ma gli interscambi idrici sotterranei sono difficili. A sud, invece, alla continuità idraulica si associa un consistente travaso di acque dai monti di Solofra, soprattutto attraverso la coltre quaternaria della valle Solofrana.

A ovest, infine, esiste alimentazione verso le falde quaternarie; in prima approssimazione i travasi possono essere considerati trascurabili rispetto alla potenzialità globale della struttura.

All'interno dell'unità idrogeologica, la faglia inversa Monteforte Irpino-Baiano e la sua naturale prosecuzione nella dorsale di Avella, sino ad Arpaia, sembrano delimitare una sorta di alto idrico, in grado di definire un'area di alimentazione comune alle sorgenti Mofito e Calabricito, oltre che al gruppo di Sarno.

All'interno dell'area considerata dallo studio di approfondimento, sviluppato dall'Autorità di Bacino, non sono stati rilevati significativi recapiti sorgivi della falda di base dell'idrostruttura, ma solo recapiti di “falde sospese”. Queste venute d'acqua sono, per gran parte, ubicate ai margini della struttura o lungo i fondo valle di profonde incisioni, ambedue condizionati da originari motivi strutturali di compressione, che potrebbero essere collegati alla genesi di queste sorgenti.

Il massiccio carbonatico del Partenio costituisce il limite meridionale della piana del fiume Isclero che costituisce un'unità idrogeologica il cui acquifero è caratterizzato, essenzialmente, da depositi detritico-piroclastici, piroclastici e fluvio-lacustri.

I rapporti idrogeologici del massiccio del Partenio e la piana del fiume Isclero, sono, in pratica, trascurabili, così come dimostrato dall'andamento delle curve isopiezometriche dell'acquifero della piana. Il fenomeno è da collegarsi all'esistenza di una complessa situazione strutturale, così come testimoniato, ad esempio, dai vari accavallamenti tettonici che si rinvengono all'interno della struttura stessa.

#### **2.4. CARATTERISTICHE FIOGRAFICHE DEI BACINI IMBRIFERI**

Il comune di Cervinara ricade nel bacino imbrifero del fiume Isclero, affluente in sinistra del fiume Volturno a valle della confluenza di quest'ultimo con il fiume Calore, ed è attraversato da cinque corsi d'acqua principali: il torrente Castello, il torrente Ioffredo, il torrente San Gennaro, il torrente Remescuso, il torrente Conca ed il torrente Pirozza. A valle della linea ferroviaria, fuori dal centro abitato, il Castello ed il Conca confluiscono entrambi nel torrente Carmignano.

La descrizione delle caratteristiche fisiografiche dei bacini imbriferi di tali corsi d'acqua è qui di seguito riportata.

##### *Torrente Castello a monte della confluenza con il torrente Ioffredo*

L'asta principale del torrente Castello, il cui bacino imbrifero è di circa 3,012 km<sup>2</sup>, con quota variabile tra un massimo di 1300 m s.l.m. ed un minimo di 370 m s.l.m. e quota media di 800 m s.l.m., lambisce, in destra idraulica, la base del versante di Monte Pizzone, il cui spartiacque delimita il confine del comune di Cervinara con il comune di S. Martino Valle Caudina. In sinistra idraulica raccoglie le acque di diversi impluvi che solcano il versante della Foresta con pendenze medie molto accentuate. Il torrente presenta una pendenza variabile tra il 2% e il 19% (raggiungendo per un piccolo tratto la pendenza del 25%) e pendenza media di circa il 10%. Nel tratto montano il torrente è stato sistemato con una batteria di briglie in muratura di pietrame, realizzate nel 1970 presumibilmente in seguito all'evento alluvionale del 18 dicembre 1968, molto simile, per intensità e durata, a quello del dicembre, che causò considerevoli danni all'abitato di Cervinara. All'inizio del centro abitato, l'alveo è stato sistemato con un canale artificiale e tombato per un tratto poco a monte della confluenza con il torrente Ioffredo.

##### *Torrente Ioffredo*

Il torrente Ioffredo, principale affluente in sinistra del torrente Castello, trova naturale recapito nel Castello ad una quota di circa 330 m s.l.m., e drena un bacino imbrifero di circa 1,022 km<sup>2</sup>, con quota massima pari a 1050 m s.l.m., quota media pari a circa 575 m s.l.m.. L'asta principale presenta una pendenza variabile tra un minimo del 9% ed un massimo dell'89%, e pendenza media di circa il 27%.

### Torrente Castello a valle della confluenza con il torrente Ioffredo

Il torrente Castello immediatamente a valle della confluenza con il torrente Ioffredo, sottende un bacino imbrifero con superficie pari a circa 3,91 km<sup>2</sup>, quota variabile tra un massimo di 1300 m s.l.m. e un minimo di 330 m s.l.m. e quota media di 750 m s.l.m..

Nel tratto iniziale, sistemato con un canale artificiale, il suo tracciato è parallelo alle ultime abitazioni della frazione Castello, fino a raggiungere la frazione Ioffredo, dove, antecedentemente all'evento calamitoso del 1999, scorreva tombato in corrispondenza delle prime abitazioni. Più a valle il torrente, in canale artificiale, attraversa la campagna abitata tra la frazione Pantanari e la frazione Trescine, fino a ricevere le acque del torrente S. Gennaro, a valle della linea ferroviaria, per poi confluire nel torrente Carmignano.

### Torrente San Gennaro

L'asta principale del torrente S. Gennaro, il cui bacino imbrifero a monte dell'abitato della frazione Ferrari è di circa 2,85 km<sup>2</sup>, con quota variabile tra un massimo di 1290 m s.l.m. ed un minimo di 320 m s.l.m. e quota media pari a circa 850 m s.l.m., percorre alla base i versanti del Monte Cornito, posto in destra idraulica, ed i versanti del Monte Ariella e del Bosco di Cervinara, posti in sinistra, con pendenza variabile tra un minimo del 7% ed un massimo del 125 %, con un valore medio pari al 24%. Nel tratto montano e pedemontano, il torrente è sistemato con una batteria di briglie in muratura di pietrame, di altezza variabile fino a 7 metri.

Il tronco urbano, che attraversa la frazione Ferrari e la campagna abitata tra Pantanari e Trescine, scorre in canale artificiale, sistemato a tratti con muri di sponda, fino alla confluenza nel torrente Castello, a valle della linea ferroviaria.

### Torrente Remescuso

L'asta principale del torrente Remescuso, il cui bacino imbrifero a monte dell'abitato della frazione Scalomoni è di circa 1,45 km<sup>2</sup>, con quota variabile tra un massimo di 1252 m s.l.m. ed un minimo di 337 m s.l.m. e quota media pari a circa 815 m s.l.m., con una pendenza media dell'asta principale pari al 27%.

Nel tratto vallivo, il torrente attraversa in canale artificiale e in tratti tombati l'abitato della frazione San Potito prima e Trescine poi prima di raggiungere la linea ferroviaria in prossimità della stazione di Cervinara.

### Torrente Conca

L'asta principale del torrente Conca, il cui bacino imbrifero a monte dell'abitato della frazione Trescine è di circa 2,33 km<sup>2</sup>, con quota variabile tra un massimo di 1150 m s.l.m. ed un minimo di 327 m s.l.m. e quota media pari a circa 700 m s.l.m., percorre alla base i versanti di Monte Ariella che si estende in destra idraulica ed i versanti di Costa Arsa ubicata in sinistra, con pendenza variabile tra un minimo del 7% ed un massimo dell'81 %, con un valore medio pari al 26 %.

Nel tratto vallivo, il torrente attraversa in canale artificiale il centro urbano tra le frazioni Curielli, Salomoni, Trescine e Scalomoni, fino a raggiungere la linea ferroviaria in prossimità della stazione di Cervinara e confluire, circa 500 m più a valle, nel torrente Carmignano.

### Torrente Pirozza

L'asta principale del torrente Pirozza, il cui bacino imbrifero a monte dell'abitato della frazione omonima è di circa 3,73 km<sup>2</sup>, con quota variabile tra un massimo di 983 m s.l.m. ed un minimo di 473 m s.l.m. e quota media pari a circa 711 m s.l.m., con pendenza media pari al 16 %.

## **2.4. TIPOLOGIA DEI DISSESTI**

I versanti a monte dell'abitato di Cervinara sono sistematicamente interessati dall'insacco di colate rapide di fango, fenomeni di crollo e flussi incanalati iperconcentrati, in accordo con le seguenti definizioni:

- COLATE RAPIDE DI FANGO in terreni piroclastici (*"flow slides" in Hungr et al. 2001*): *fenomeni da rapidi ad estremamente rapidi, caratterizzati nella fase di post-rottura dal collasso della struttura sciolta e metastabile dei terreni piroclastici coinvolti (Bilotta et al. 2005; Sorbino e Foresta 2002) a cui corrisponde un rapido incremento delle pressioni neutre ed il conseguente manifestarsi di fenomeni di liquefazione statica (Eckersley 1990; Wang e Sassa 2001).*
- CROLLI (*"falls" in Varnes 1978*): *fenomeni, da rapidi ad estremamente rapidi, caratterizzati dallo spostamento di materiali in caduta libera e dal successivo movimento, per rimbalzo e/o rotolamento, di frammenti di roccia provenienti da versanti interessati da preesistenti discontinuità strutturali (faglie e piani di stratificazione).*
- FLUSSI INCANALATI IPERCONCENTRATI (*"hyperconcentrated flows" in Pierson e Costa 1987; "debris floods" in Hungr et al. 2001*): *fenomeni estremamente rapidi, che hanno origine lungo incisioni vallive ripide, caratterizzati da mobilitazione e trasporto di sedimenti di varia pezzatura, ad opera di flussi idrici concentrati connessi ad eventi di piena.*

### 3. METODOLOGIA DI ANALISI

La metodologia di analisi adottata per il perseguimento delle finalità richiamate nella Premessa della presente relazione corrisponde strettamente a quella delineata al Punto 4 del Disciplinare Tecnico costituente parte integrante dell'Accordo di Programma sottoscritto in data 19/10/2010 tra l'Autorità di Bacino ed il Comune di Cervinara e avente ad oggetto la *“predisposizione di uno studio di dettaglio esteso all'intero territorio comunale di Cervinara interessato da aree a Rischio Molto Elevato ed aree di Alta Attenzione”*.

La metodologia si è articolata nella esecuzione di studi di dettaglio sulle zone del territorio comunale di Cervinara che possono essere sede dei fenomeni di flusso (colate rapide di fango e flussi incanalati iperconcentrati) descritti nel Cap. 2. In particolare, il percorso metodologico seguito ha avuto un carattere di marcata multidisciplinarietà e ha contemplato le seguenti fasi:

- la prima fase ha previsto la raccolta e la catalogazione sistematica dei dati disponibili da sottoporre ad accurate verifiche rivolte essenzialmente alla progettazione di indagini e modellazioni di dettaglio;
- la seconda fase ha contemplato l'esecuzione di indagini e modellazioni a scala 1:5.000 finalizzate alla valutazione delle condizioni di stabilità dei versanti oggetto di studio e del comportamento dei volumi di materiale potenzialmente instabili nella fase di propagazione;
- sulla base dei risultati delle indagini e delle modellazioni, la terza fase è stata dedicata all'espletamento delle azioni mirate alla ripermetrore a scala 1:25.000 delle aree a rischio idrogeologico già definite nel PsAI-Rf nonché all'individuazione di interventi strutturali e non strutturali di mitigazione del rischio e alla messa a punto di un protocollo per lo svolgimento di attività di presidio territoriale.

#### 4. ANALISI DELLE INDAGINI GEOGNOSTICHE ESEGUITE

Le coltri piroclastiche presenti sui versanti che circondano l'area urbanizzata del Comune di Cervinara hanno pendenze e spessori tali da renderle particolarmente suscettibili, in dipendenza anche degli assetti stratigrafici dei litotipi coinvolti e delle loro proprietà idrauliche/meccaniche, all'innescamento di fenomeni di erosione e/o di primo distacco. Per tale ragione, tra le attività previste nell'ambito dell'Accordo di Programma, è parsa indispensabile la conduzione di analisi geognostiche volte a quantificare i suindicati fattori predisponenti le instabilità e, quindi, ad individuare le aree di innescamento ovvero a stimare i volumi di terreno potenzialmente mobilitabili per assegnati valori del periodo di ritorno della causa innescante (nella fattispecie, la pioggia).

La campagna di indagini è consistita nella esecuzione di:

- n. 2.193 fiorettature (Fig. 4.1), realizzate con un fioretto di acciaio lungo 3 metri, per la stima dello spessore complessivo della coltre piroclastiche in corrispondenza di verticali assegnate;
- n. 236 pozzetti esplorativi (Fig. 4.2), scavati a mano, per consentire ricostruzioni stratigrafiche di dettaglio;
- n. 213 prove penetrometriche dinamiche (Fig. 4.3), eseguite con un penetrometro DPML 030IT a punta chiusa, per la caratterizzazione meccanica dei litotipi.

Rimandando al par. 5.3 della presente relazione per quanto concerne l'analisi dei dati acquisiti con le fiorettature ai fini della generazione della carta degli spessori dei depositi di copertura, in questa sede si vuole evidenziare che tali dati sono stati integrati con quelli derivanti dalle prove penetrometriche laddove queste ultime evidenziavano spessori delle coltri di copertura superiori alla lunghezza del fioretto (3 m).

Con riferimento, invece, ai dati acquisiti nel corso dell'esecuzione dei pozzetti esplorativi e riportati all'interno di schede appositamente predisposte, si ritiene utile evidenziare che la loro analisi ha consentito di poter individuare i seguenti litotipi prevalenti:

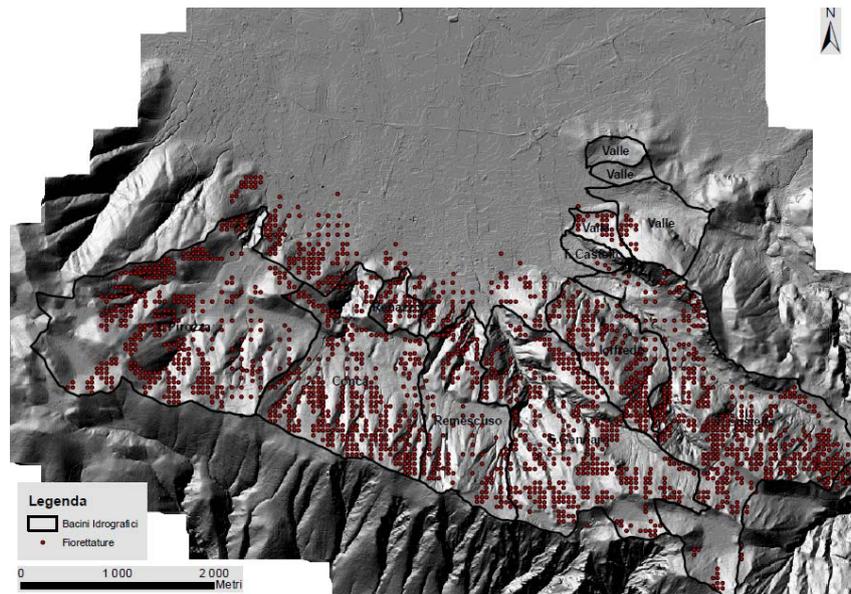
- Litotipo **A** (cineriti): argille limose, limi sabbiosi, sabbie fini, suolo con scarsa presenza di pomice millimetriche;
- Litotipo **B** (cineriti): sabbie limose, sabbie da fini a medie con intercalazioni di pomice o clasti di dimensioni variabili;
- Litotipo **Po** (pomice): banchi di pomice di dimensioni variabili da millimetriche a centimetriche;
- Litotipo **Dt** (detrito): detrito di falda costituito da clasti calcarei immersi in matrice sabbiosa o sabbioso-limoso.

Le ricostruzioni stratigrafiche ottenute sono state, peraltro, di grande ausilio nella interpretazione dei risultati delle prove penetrometriche dinamiche. In particolare, si è potuto verificare che:

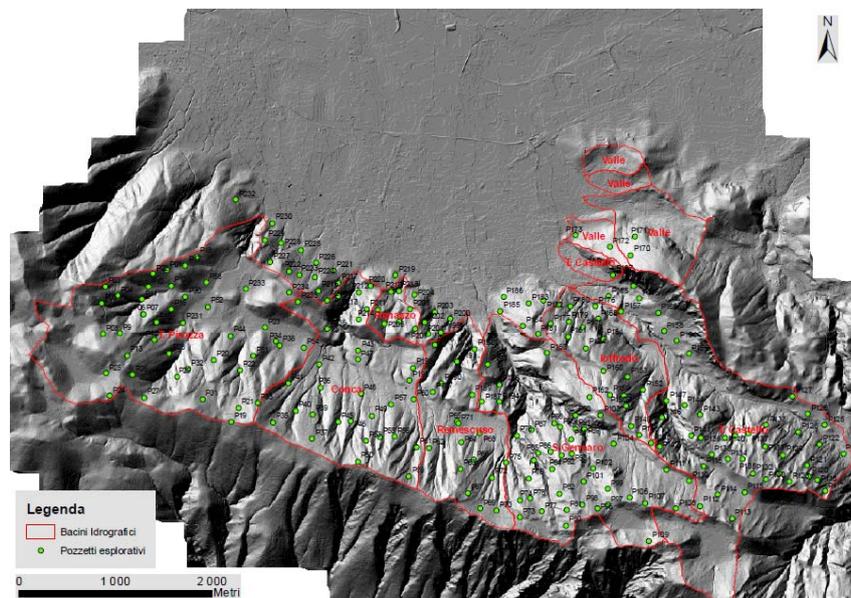
- il numero di colpi registrati in corrispondenza del litotipo **A** è molto modesto (ovvero pari a poche unità) e il corrispondente andamento con la profondità risulta continuo;
- il numero di colpi registrati in corrispondenza del litotipo **B** è varia dalle poche unità alla

decina e il corrispondente andamento con la profondità è alquanto irregolare;

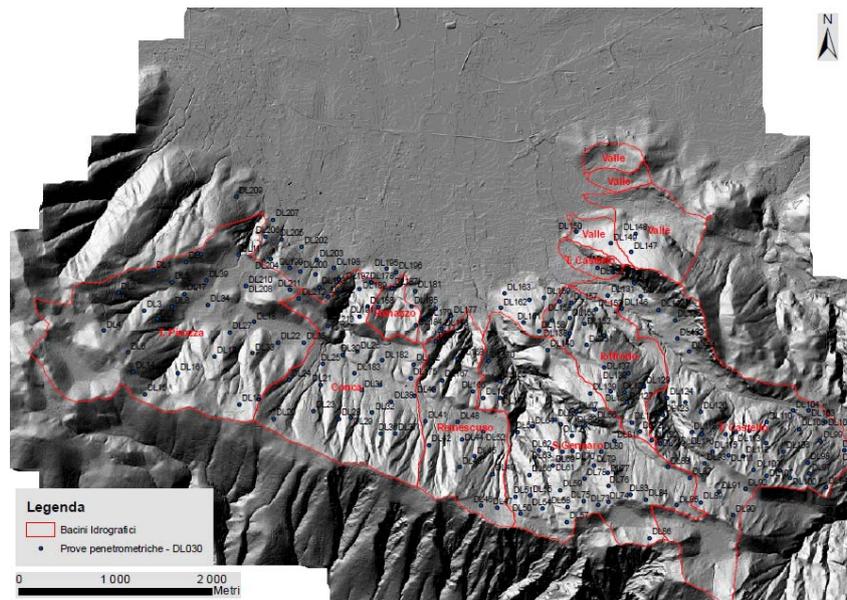
- il numero di colpi registrato in corrispondenza del litotipo **Po** presenta una marcata dipendenza dalle dimensioni medie delle particelle di pomice con andamenti che possono essere caratterizzati da una significativa variabilità;
- il numero di colpi registrato in corrispondenza del litotipo **Dt** è particolarmente elevato (i valori misurati sono compresi tra 10 e 40) e il corrispondente andamento è marcatamente variabile.



**Figura 4.1.** Ubicazione spaziale dei punti d'indagine: fiorettature.



**Figura 4.2.** Ubicazione spaziale dei punti d'indagine: pozzetti esplorativi.



**Figura 4.3.** Ubicazione spaziale dei punti d’indagine: prove penetrometriche.

Per ciò che concerne i valori dei parametri di resistenza al taglio da attribuire alle cineriti di classe A e B si è ritenuto opportuno riferirsi ai risultati delle prove di laboratorio condotte su provini di terreno ricavati da campioni indisturbati. In particolare, con riferimento alle cineriti di classe A sono ottenuti valori dell’angolo di resistenza al taglio  $\varphi'$  compresi tra  $33^\circ$  e  $36^\circ$  (con valori di coesione efficace  $c'$  non superiore a 24 kPa) mentre, nel caso delle cineriti di classe B, questi sono risultati variabili tra  $35^\circ$  e  $38^\circ$  (con coesione efficace  $c'$  non superiore a 10 kPa). Si rileva, inoltre, che prove condotte su cineriti argillificate hanno consentito di risalire a valori dell’angolo di resistenza al taglio compresi tra  $23^\circ$  e  $26^\circ$  mentre la coesione efficace ha assunto valori non superiori a 21 kPa. In generale, i valori ottenuti per i terreni cineritici non argillificati appaiono compatibili con quelli riportati nella letteratura scientifica sull’argomento (Damiano 2004).

Infine , si segnala che i risultati delle indagini in sito – integrati con quelli derivanti dalle prove di laboratorio – sono stati organizzati in un database geotecnico in ambiente GIS. Tale database ha il vantaggio di rendere facilmente accessibili e fruibili tutte le informazioni acquisite; contiene, infatti, files in formato shape che consentono di associare a punti georeferenziati nello spazio informazioni contenute in tabelle di attributi.

## 5. METODI DI STUDIO E DI INDAGINE DEGLI ASPETTI GEOLOGICI E STRATIGRAFICI

### 5.1. GEOLOGIA

La carta geologica, redatta in conformità con i criteri CARG, illustra la distribuzione delle varie unità stratigrafiche e degli elementi tettonici presenti sul territorio esaminato (Fig. 5.1). Essa si basa sugli elementi raccolti attraverso il rilevamento geologico sul campo, utilizzando nel corso di numerosi sopralluoghi osservazioni dirette su tagli naturali e antropici, e scavi presenti sul terreno, nonché i risultati delle campagne di indagini (sondaggi a c.c., pozzetti, trincee, ecc.), la fotointerpretazione delle ortofoto disponibili, e l'analisi critica della cartografia geologica pregressa (Autorità di Bacino Liri, Garigliano Volturno, e Carta Geologica del Foglio n. 413 *Caserta Est* in scala 1:50.000 ISPRA 2011).

Di seguito vengono illustrate, secondo la loro posizione geometrica (dalla più recente alla più antica), le principali unità litologiche presenti nell'area, indicate anche nella legenda della Carta geologica (Fig. 5.1).

#### **1). Depositi di frana (a1a) Attuale :**

Terreno vegetale e materiale di riporto misto ad argilla sabbiosa destrutturata di colore marrone, con abbondante matrice cineritica argillificate di colore giallo bruno e pomice di varie dimensioni spesso molto arrotondate, oltre a clasti calcarei di varie dimensioni di forma irregolare ed a spigoli vivi. Il deposito è presente alla base dei versanti in corrispondenza dei cumuli delle varie frane che si sono sviluppate sul territorio. Tali depositi sono frequenti in corrispondenza degli apici delle conoidi dei torrenti e nelle zone alte dei bacini. In particolare si ricordano i terreni di frana presenti in quantità consistente alla base del versante in sinistra della V.ne Castello ove si è verificata la frana del 1999

Inoltre, in destra del Vallone Castello ed lungo il V.ne S. Gennaro si rinvengono lungo l'asta torrentizia accumuli cospicui di blocchi e clasti calcarei dovuti a crolli di porzioni di strati calcarei aggettanti in parete.

#### **2) Depositi eluvio-colluviali (b2) Attuale**

I depositi sono formati da limi ed argille residuali ed umificate, derivanti dall'alterazione di materiale piroclastico, generalmente incoerenti o debolmente coesivi, a tessitura con prevalente matrice cineritica, in cui sono inclusi clasti calcarei e pomice di taglia millimetrica, oltre a livelli di cenere rimaneggiata.

I depositi si rinvengono conservati su piccoli ripiani morfologici dissecati dall'erosione delle acque superficiali. Sono poco sviluppati in corrispondenza dello spartiacque (M.te Ciesco) in alcuni settori della Piana di Iorio e Piano Gragorio; e in corrispondenza dell'apice delle faccette triangolari che si sviluppano sul versante incombente sull'abitato. Lo spessore di tali depositi varia da 0.50 cm fino a 2-3 m

### **3) Depositi colluviali (b7) Attuale**

Depositi prevalentemente a grana fine costituiti da limi e sabbie e diffuso detrito calcareo caratterizzato da clasti di dimensioni non superiori a due tre cm. I depositi sono largamente diffusi nelle aree concave con elevata pendenza disposte lungo i settori alti del versante settentrionale di Monte Ciesco sovrastante Piano Gregorio e Piana di Iorio dove presentano spessori variabili da 50 cm a 3-4 m.

Lo sviluppo maggiore di tali depositi si registra proprio in corrispondenza dei ripiani sommatiali (Piano Gregorio e Piana di Iorio), alla base del versante che sovrasta l'abitato di Cervinara, e di regola alla base di tutti i versanti in corrispondenza del raccordo con il fondovalle ove si registra il cambio di pendenza. Gli spessori in queste aree possono raggiungere anche alcune decine di metri.

### **4) Depositi torrentizi (ba) Attuale**

Successioni limoso-argillose e sabbioso-limose di natura piroclastica rimaneggiata dai processi di trasporto fluviale con lenti di ghiaie calcaree e livelli pomicei. Lo spessore è di alcuni metri.

### **5) Depositi di conoide detritico-colluviale. (i) Attuale –Olocene**

I depositi formano corpi di conoide detritico-alluvionale che si sviluppano allo sbocco dei principali valloni Castello, S. Gennaro, Conca e Dirozza. I depositi sono formati da materiale piroclastico rimaneggiato, generalmente da incoerente a poco coesivo, a tessitura sabbioso-limoso-argillosa, con diffusi inclusi calcarei e pomicei di taglia decimetrica e centimetrica e con frequenti lenti e livelli detritici grossolani talora clinostratificati legati a trasporto torrentizio e livelli detritico-carbonatico caoticizzati messi in posto da processi gravitativi di frana tipo colata e da flussi iperconcentrati. Lo spessore varia da alcuni metri a varie decine di metri.

### **6) Depositi alluvionali e lacustri. (b) Attuale –Olocene**

Vengono riuniti in questa unità litologica tutti i depositi che, con spessori anche notevoli, occupano oggi il settore sub-pianeggiante della Valle Caudina. Si tratta di sedimenti in facies alluvionale e-lacustre a prevalente composizione piroclastica rimaneggiata (ceneri, pomici ecc.) che hanno colmato la depressione tettonica (valle Caudina) durante il Pleistocene superiore; sono terreni sciolti in strati e lenti a granulometria estremamente variabile dai limi alle sabbie grosse, intercalati alle quali si rinvengono dei depositi di tufo terroso o di tufo litoide. La base dei terreni alluvionali non è visibile ma, dai sondaggi eseguiti nell'area, si intuisce la sovrapposizione stratigrafica ai terreni lacustri, che sono rappresentati da argille e sabbie fini di colore grigio scuro, ricche in sostanza organica, intercalate a prodotti piroclastici alterati e dilavati.

### **7) Depositi di terreni residuali. (tr) Attuale –Olocene**

In alcuni settori pianeggianti dello spartiacque del Ciglio di Cervinara si rinvengono piccole doline in cui sono conservati depositi residuali. Si tratta di argille e limi con sabbie e piccoli ciottoli calcarei misti a piccole pomici in abbondante matrice piroclastica degradata. Lo spessore nei settori più depressi può raggiungere alcuni metri.

### **8) *Detrito di falda (Dt) Olocene***

Depositi detritici di frane da crollo che si rinvengono variamente diffusi a quote diverse lungo il versante in sinistra del V.ne Castello; si tratta di terreni sciolti prevalentemente caotici che possono essere caratterizzati granulometricamente da una prevalente componente ghiaioso-sabbiosa e da scarsa matrice; verso il basso la matrice tende a scomparire del tutto sostituita da cemento calcitico. Gli spessori e la larghezza della placca detritica, che si estende ai piedi del versante carbonatico, sono alquanto variabili: in generale nella zona a monte lo spessore è dell'ordine dei metri, nella parte centrale della valle torrentizia raggiunge circa 20 - 30 m.

### **9) *Arenarie di Caiazzo (AQZ) Tortoniano sup- Messiniano***

La formazione delle Arenarie di Caiazzo è costituita prevalentemente da molasse, argille siltose e da marne, arenarie grossolane, microconglomerati e conglomerati a composizione quarzoso-feldspatiche grigie, e subordinatamente quarzoso-litiche, bruno-giallastre all'alterazione e grigio marroncine poco cementate, in strati da medi a spessi con base netta talora erosiva e frequentemente banchi talora lenticolari di spessore metrico spesso amalgamati. Si alternano talora sottili intercalazioni marnoso-siltose. Lo spessore è difficile da valutare per l'intesa tettonizzazione ma in altre aree non è inferiore a 500 – 600 m. Lungo la valle del Castello e del Castellone Le Arenarie sono sottoposte per accavallamento tettonico ai calcari mesozoici.

### **10) *Calcari a Rudiste ed Orbitoline (RDO) Cenomaniano***

Calciruditi a radiolitidi e ad ostreidi in matrice calcarenitica peloidale e calciruditi litoclastiche e bio-litoclastiche alternate a livelli calciruditi bio-oncolitici con oncoidi talora di grosse dimensioni. In strati da medi a spessi, talora banchi, con base netta talora erosiva e lenticolare, talora a tessitura caotica o gradata ove a luoghi si rilevano strutture trattive. L'unità calcarea RDO Costituisce gran parte del substrato dei rilievi di Cervinara ed è in affioramento in destra ed in sinistra del V.ne Castello e nella parte alta del versante soprastante i piani di Iorio e di Gregorio.

Lo spessore dell'unità è dell'ordine di varie decine di metri.

### **11) *Calcari con Requiene e Gasteropodi (CRQ) Cretacico inf.***

Calcareniti grigio chiaro ad ooidi fibroso-raggiati e calcilutiti da grigio-chiaro a scure comunemente laminate e/o sottilmente stratificate con evidenti partiture calcitiche. Tali depositi sono alternati a calcari e calcari dolomitici laminati caratterizzati dalla alternanza di bande chiare e scure e a più rari livelli paleocarsificati a riempimenti policromi. Il limite superiore con i depositi dell'unità (RDO), presente al tetto esclusivamente nei settori orientali, laddove esposto è generalmente marcato da una netta superficie di erosione e/o di esposizione subaerea associata ad evidenze di estesi fenomeni paleocarsici nei sottostanti calcari. Localmente il contatto con RDO è marcato da una discordanza angolare. Lo spessore ammonta a circa 150 m.

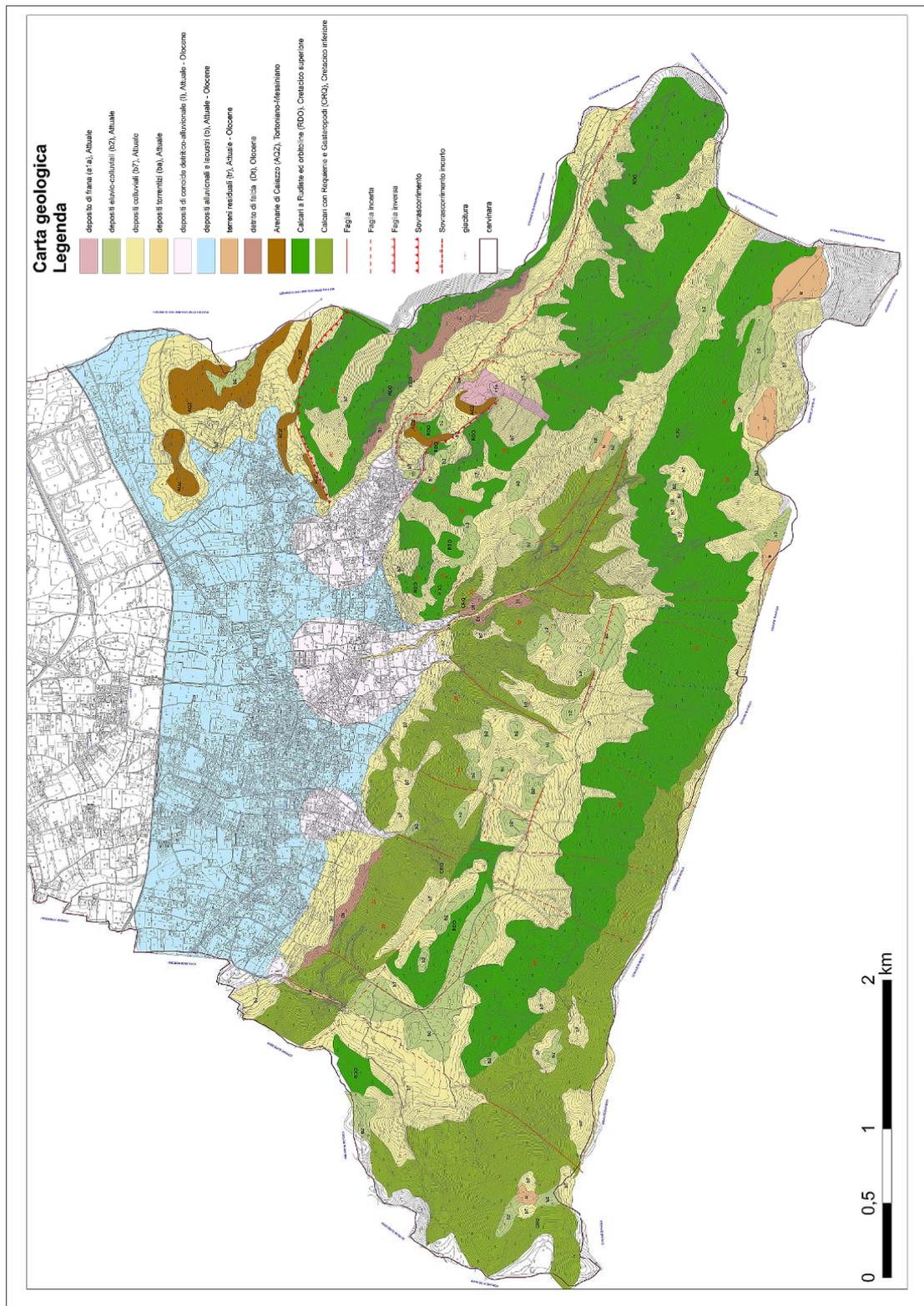


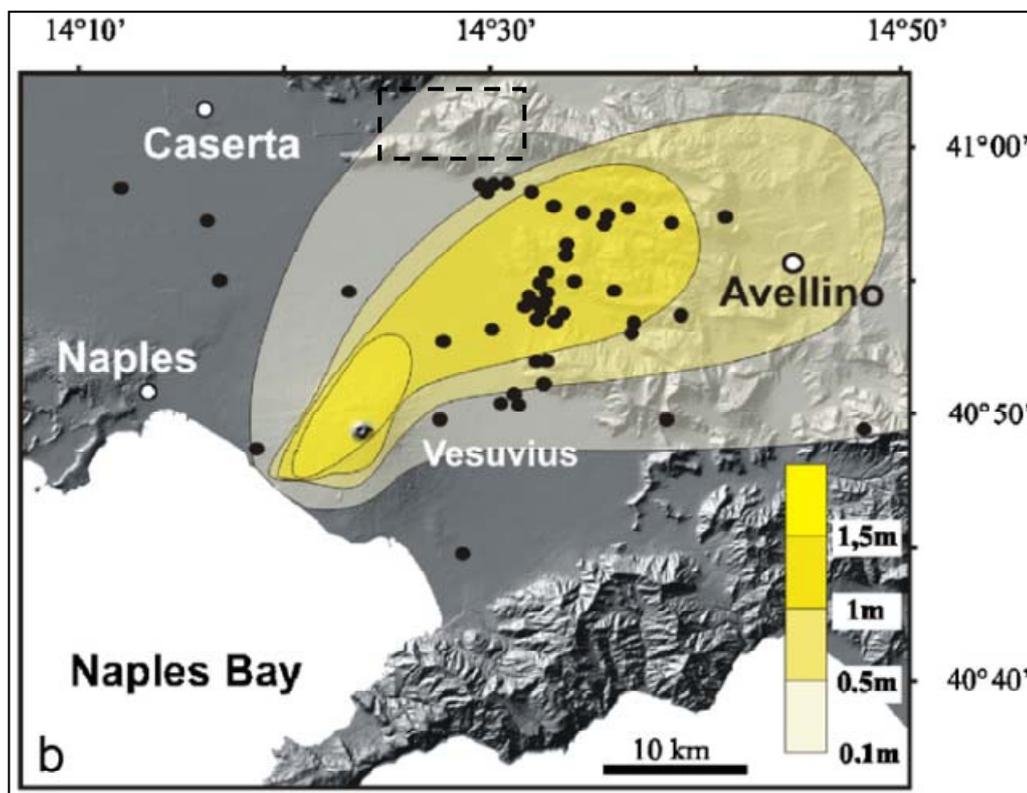
Figura 5.1. Carta geologica dell'area di studio.

## 5.2. STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DI VERSANTE

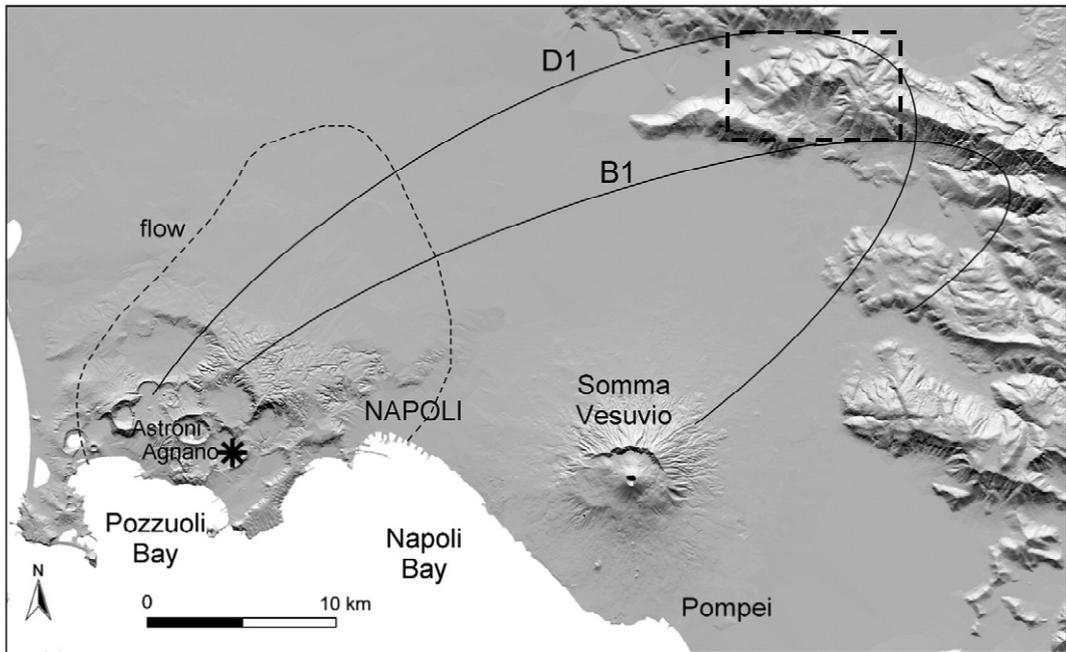
Il versante settentrionale della dorsale dei Monti di Avella - Monte Partenio, in cui ricadono i rilievi carbonatici posti a monte di Cervinara, rappresentano un contesto geomorfologico tipico, caratterizzato da strati alternati di pomice e ceneri vulcaniche poggianti su un substrato calcareo fratturato. In tali aree, infatti, un manto di terreni eterogenei di natura residuale e colluviali, derivanti dai depositi piroclastici del Somma-Vesuvio e dell'apparato Flegreo, ricopre le rocce carbonatiche. Questi depositi vulcanoclastici, principalmente costituiti da livelli pomicei e da cenere alternati a suoli sepolti, mostrano uno spessore variabile (generalmente fino ad alcuni metri) e differenti proprietà geotecniche ed idrauliche, in base alle originarie caratteristiche dei depositi della corrispondente eruzione ed alla successiva evoluzione geomorfologica e degradazione meteorica (Fiorillo et al. 2001).

I depositi piroclastici possono trovarsi in posizione primaria, cioè nella stessa giacitura in cui sono stati depositati per processi da *fall* nel corso degli eventi eruttivi, ovvero in posizione secondaria, a seguito di processi di trasporto verso valle e rideposizione, a seguito di fenomeni di frana, gravitativi o dell'azione erosiva dell'acqua.

Gli eventi vulcanici che hanno interessato l'area in esame si riferiscono prevalentemente alle eruzioni del Somma-Vesuvio, con riferimento all'eruzione di "Avellino" (Fig. 5.2) avvenuta circa 3.700 anni fa, e dell'area flegrea, con riferimento alle eruzioni di Agnano - Monte Spina (Fig. 5.3), avvenute 4.100 anni fa.

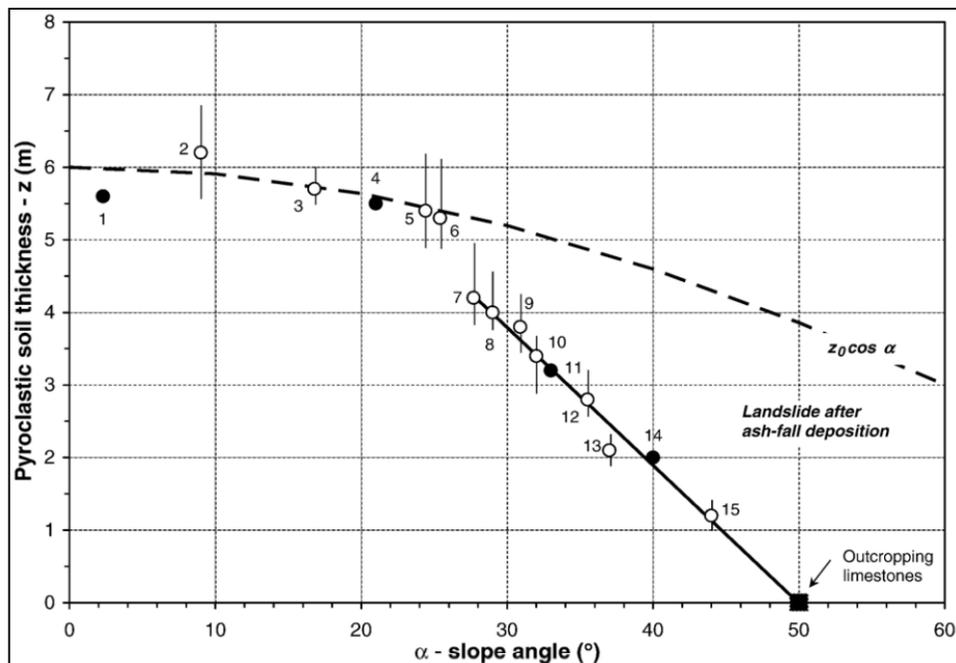


**Figura 5.2.** Distribuzione areale dei depositi piroclastici dell'eruzione pliniana di Avellino (Rolandi et al. 1993b, Mastrolorenzo et al. 2006).



**Figura 5.3.** Distribuzione areale dei depositi piroclastici dell'eruzione di Agnano-Monte Spina; la linea tratteggiata delimita l'area di dispersione dei flussi piroclastici, le linee continue rappresentano le isopache di 10 cm dei principali depositi da caduta, l'asterisco indica l'area di eruzione (da Orsi et al. 2009).

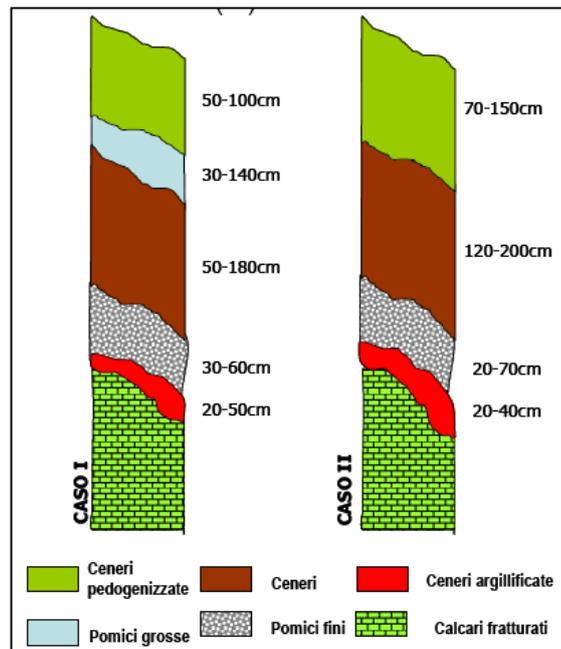
L'assetto stratigrafico della copertura sciolta dipende dalla morfologia del substrato roccioso; in particolare la pendenza influenza direttamente lo spessore dei depositi piroclastici sciolti (Fig. 5.4) che lo ricoprono (De Vita et al. 2006).



**Figura 5.4.** Correlazione empirica tra spessore della coltre piroclastica ( $z$ ) ed angolo medio del pendio ( $\alpha$ ) nell'area dei Monti di Sarno (De Vita et al. 2006)

Lungo il versante di Cervinara la copertura piroclastica è molto continua con estese aree caratterizzate da spessori compresi tra 2 m e 4 m sui versanti delle aree dei bacini idrografici montani.

La sequenza stratigrafica tipica nelle coperture sciolte (Fig. 5.5) è caratterizzata dal basso verso l'alto da un livello basale di ceneri argillificate, seguito da uno strato di pomice medio-fini e da un livello di ceneri; su di esse poggiano, anche se non sono sempre presenti, pomice grossolane, sottostanti un livello di ceneri pedogenizzate e ricche in radici (Damiano 2009).



**Figura 5.5.** Successioni tipiche della dorsale M. Avella - M. Partenio (da Damiano, 2009)

Nei settori di innesco dei fenomeni franosi del 1999, le coperture risultano prevalentemente in giacitura primaria e poggiano su un substrato calcareo intensamente fratturato. Esse presentano uno spessore medio di 2.5 m; al di sotto di una copertura vegetale impostata su un suolo di origine piroclastica, si alternano livelli di ceneri e pomice (Fig. 5.6). In particolare si distinguono dall'alto verso il basso (Damiano 2004, Olivares e Picarelli 2001, Picarelli e Vinale, 2007):

- una copertura vegetale di origine piroclastica humificata dello spessore di circa 50 cm;
- uno strato di 20-30cm di pomice di grosse dimensioni (diametro massimo = 5÷6 cm), di colore grigio chiaro attribuibili all'eruzione di Avellino;
- un livello di cineriti sabbioso-limose con spessore variabile da 50 a 140 cm;
- un deposito da caduta avente spessore di circa 30 cm, a granulometria sabbioso-ghiaiosa, costituito da alternanze di straterelli cineritici e di piccole pomice (diametro massimo = 2÷3mm);
- cineriti di colore marrone, alterate e parzialmente argillificate, dello spessore variabile tra 30 e 50 cm.

Nel settore pedemontano, i depositi sciolti di base versante hanno una potenza complessiva di circa 20 m ed è costituito da materiali di natura piroclastica in giacitura secondaria con inclusioni

detritiche grossolane dovute al disfacimento dei calcari del substrato ed agli accumuli di materiale detritico-carbonatico distaccatosi dal versante (Damiano 2004).



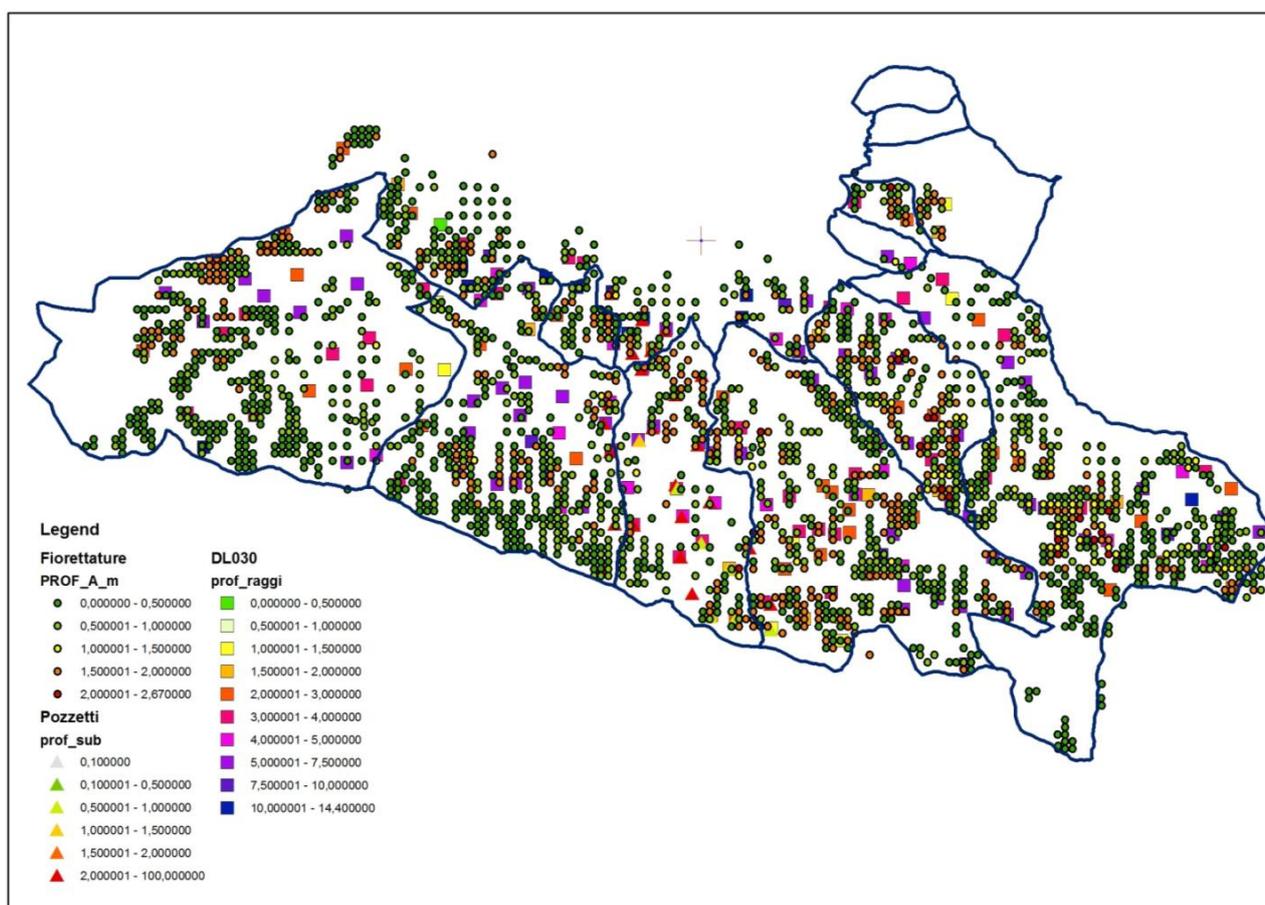
**Figura 5.6.** Alternanze di pomice e cineriti pedogenizzate lungo i versanti a monte di Cervinara.

### **5.3. CRITERI PER LA REDAZIONE DELLA CARTA DEGLI SPESSORI DELLE COPERTURE**

La valutazione dello spessore delle coperture sciolte è considerato uno dei parametri più importanti per la definizione della suscettibilità a franare per varie tipologie di frana a cinematica rapida.

La **carta degli spessori delle coperture** è un geotematismo che illustra la distribuzione degli spessori dei depositi delle “coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche” recenti, generalmente incoerenti e poco coesivi, che mascherano il substrato calcareo-dolomitico, fliscioide e detritico nell’area in esame nei settori di versante ed alla base del versante nella zona del raccordo con il glacis. Esse sono costituite da materiali piroclastici, quali pomice e ceneri, sia in giacitura primaria che rimaneggiati e risedimentati a seguito di processi di trasporto colluviale, frammisti a detrito calcareo di versante, cumuli di frana, depositi torrentizi e di flusso iperconcentrato; sono inoltre presenti livelli argillificati ed orizzonti di paleosuoli.

Il riconoscimento delle classi di spessore è stato svolto sulla base delle osservazioni degli spessori puntuali condotte in affioramenti, tagli naturali e antropici, e scavi presenti sul terreno nel corso di numerosi sopralluoghi e sulla base delle risultanze delle campagne di indagini (pozzetti, trincee, ecc.) condotte nell'ambito del presente studio (Fig. 5.7); i dati puntuali sono stati interpolati attraverso analisi morfologiche di campo, analisi delle ortofoto e delle foto aeree e analisi topografiche mediante GIS su basi topografiche di dettaglio (CTR, DTM, ecc.) e verificati mediante rilievi geologici di controllo. L'approccio metodologico seguito è di tipo semiquantitativo, in quanto estrapola a settori arealmente omogenei dati puntuali quantitativi; esso, pertanto, può comportare in alcuni settori una stima approssimata degli spessori.



**Figura 5.7.** Carta della distribuzione delle indagini finalizzate alla valutazione dello spessore delle coperture piroclastiche

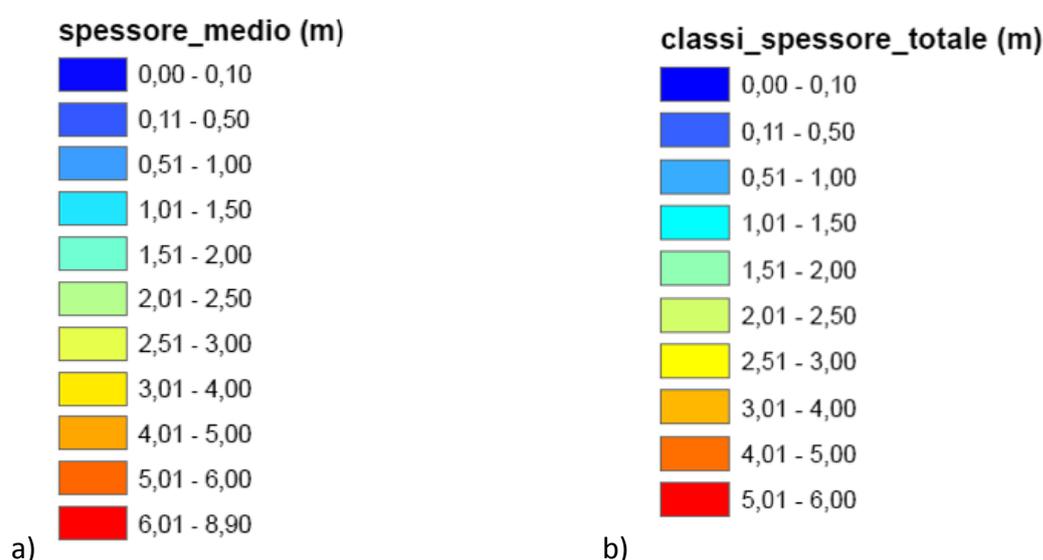
Con riferimento ai versanti che insistono sul territorio di Cervinara, la variazione areale dello spessore delle coperture è stata illustrata facendo riferimento a varie classi di spessore totale, come ormai consolidato nella prassi delle cartografie geotematiche delle Autorità di Bacino; è stata proposta inoltre una cartografia innovativa individuando lo spessore medio relativo al singolo ambito geomorfologico.

Sono stati pertanto definite due differenti cartografie degli spessori, riferite rispettivamente a:

- 1) **spessore medio delle coperture per ambito morfologico** (Tavv. B.3.3.1-3)

## 2) classi dello spessore totale delle coperture (Tavv. B.3.3.4-6)

La carta dello **spessore medio delle coperture per ambito morfologico** è una carta dello spessore medio totale delle coperture indicato per ciascun areale geomorfologico minimo in cui è stato suddiviso il territorio. Tali areali sono derivati dall'intersezione tra carta geomorfologica a campitura totale semplificata e limiti dei bacini idrografici e dei versanti aperti. Il valore medio dello spessore è stato ottenuto dalla media dei valori relativi ai punti di misura presenti nei vari areali, validata sulla base di giudizio esperto, oppure, laddove non fossero presenti punti di misura, è stato assegnato sulla base di giudizio esperto e di verifiche di campo. Nelle tavole per ciascun areale è indicato il valore dello spessore medio, inoltre l'areale ha una campitura cromatica indicativa dell'intervallo di valori in cui ricade il valore medio dell'areale stesso (Fig. 5.8a).

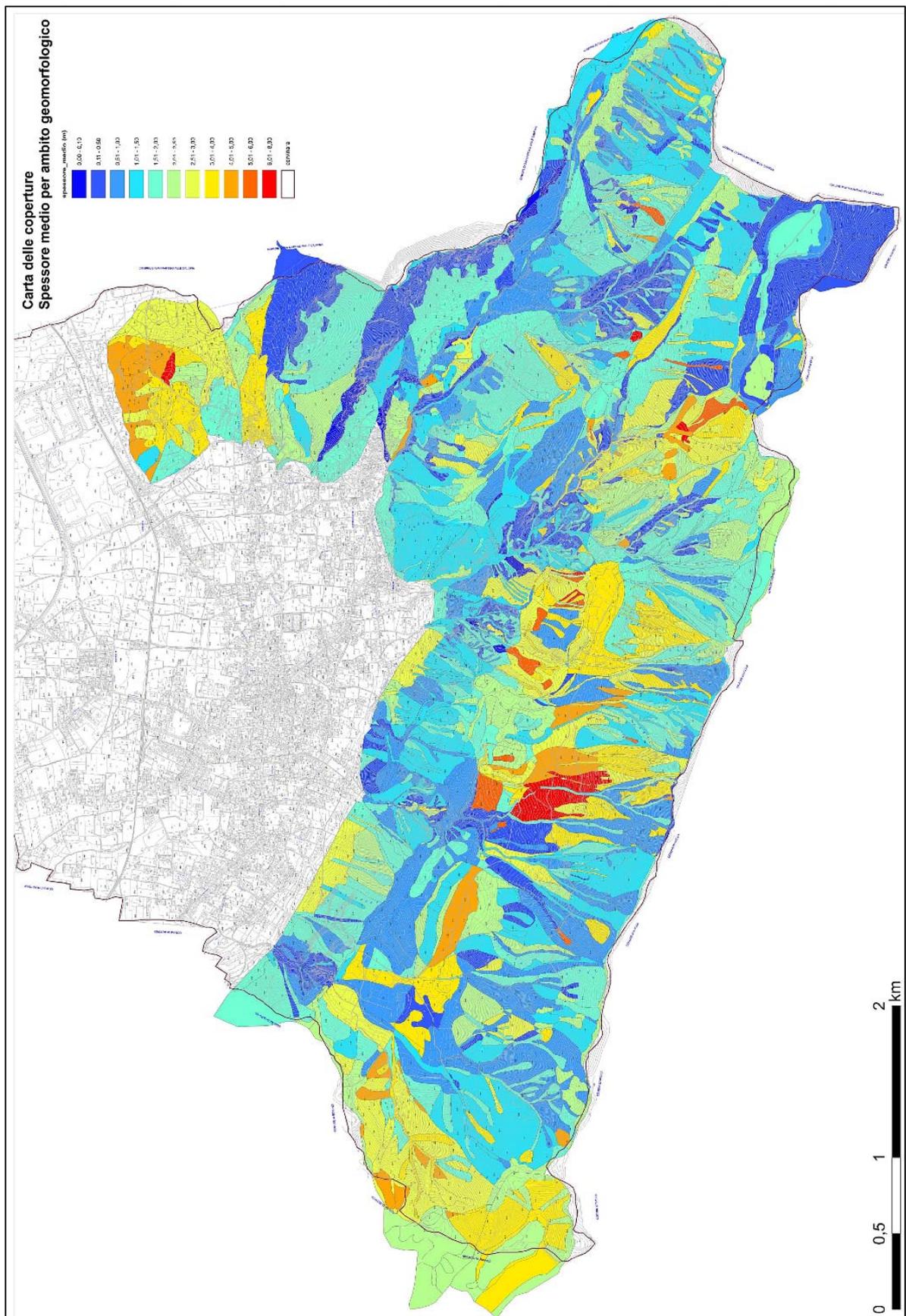


**Figura 5.8.** a) Campitura cromatica indicativa dell'intervallo di valori in cui ricade il valore medio dei singoli areali. b) Campitura cromatica indicativa delle classi di spessore totale.

La carta delle **classi dello spessore totale delle coperture** è una carta delle classi di spessore totale delle coperture distribuite sul territorio, derivata da un procedimento misto di assegnazione delle classi sulla base delle osservazioni di campo e dei risultati delle indagini (fioretti, pozzetti, DL030) e di una interpolazione spaziale (Kriging) tramite GIS degli stessi. L'interpolazione è stata effettuata su un database puntuale di dati di spessore, derivato dai dati delle indagini opportunamente selezionati, dai dati raccolti sul campo relativi a spessori osservati lungo incisioni o tagli naturali e artificiali ed alle aree con roccia affiorante (spessore nullo). In particolare nelle coperture sono state individuate 10 classi di spessore: oltre il substrato affiorante (classe A), sei classi con intervallo di 50 cm (classi 1-6) e tre classi con intervallo 1 m (classi 7-9) (Fig. 5.8b). Nel dettaglio le classi individuate sono:

- *Substrato calcareo-dolomitico, fliscioide e detritico-cementato* (classe A) – Calcari e dolomie, depositi fliscioidi pelitico-arenacei, brecce calcaree cementate, affioranti o con coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche sul versante discontinue e con spessore inferiore ai 10 cm;
  - *classe 1* – Coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche con spessore compreso tra 10 cm e 50 cm;
  - *classe 2* - Coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche con spessore compreso tra 0,5 m e 1,0 m;
  - *classe 3* - Coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche con spessore compreso tra 1,0 m e 1,5 m;
  - *classe 4* - Coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche con spessore compreso tra 1,5 m e 2,0 m;
  - *classe 5* - Coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche con spessore compreso tra 2,0 m e 2,5 m;
  - *classe 6* - Coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche con spessore compreso tra 2,5 m e 3,0 m;
  - *classe 7* - Coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche con spessore compreso tra 3,0 m e 4,0 m;
  - *classe 8* - Coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche con spessore compreso tra 4,0 m e 5,0 m;
  - *classe 9* - Coperture piroclastiche e detritico-piroclastiche con spessore compreso tra 5,0 m e 6,0 m;

Nelle Figure 5.9 e 5.10 sono riportate, in scala ridotta ed in un'unica cartografia, le tavole prodotte (Tavole B.3.3.1-3 e 4-6). Si può osservare che lo spessore medio su oltre la metà del territorio è compreso tra 50 cm e 2,5 m. Spessori medi intorno ai 3 m sono riportati lungo alcuni versanti aperti posti subito a monte dell'abitato. Spessori superiori ai 4-5 m sono presenti lungo alcuni versanti sommitali e nelle aree dei ripiani morfologici intermedi.



**Figura 5.9.** Carta dello spessore medio delle coperture per ambito morfologico.

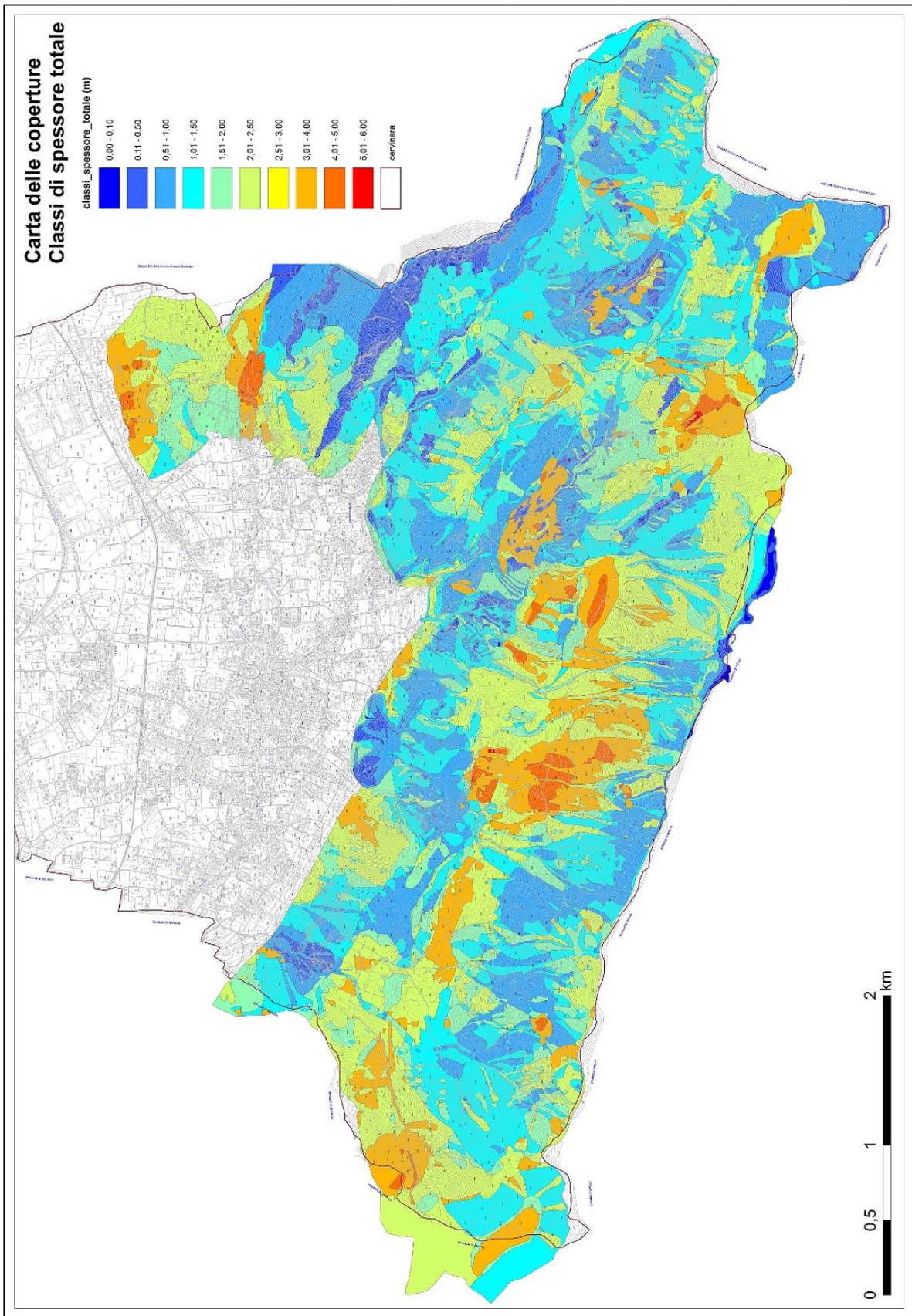


Figura 5.10. Carta delle classi dello spessore totale delle coperture.

Le analisi dei dati delle indagini e dei dati raccolti sul campo hanno consentito di elaborare anche altri tipi di cartografie degli spessori delle coperture, oltre le due descritte.

Lo "strato 1" indica la parte più superficiale delle coperture piroclastiche (rimaneggiate /o in posto) che poggiano sopra il primo strato di pomici (generalmente riferito all'eruzione di Avellino), o in mancanza di questo, direttamente sopra i detriti calcarei e/o il substrato calcareo.

Per valutare questo spessore si sono considerati i seguenti aspetti:

- a) i dati acquisiti con l'ausilio dei fioretti (quelli massimi nelle coppie);
- b) i dati delle indagini che raggiungono il banco di pomici o il substrato tra pozzetti, trincee e DL30;
- c) le aree di substrato affiorante e subaffiorante (spessore minore di 0,5 m) derivati da osservazioni di campo, dalla carta geomorfologica e della frane del 1999;
- d) le aree di versante con pendenza maggiore di 45°;

La **carta dello spessore dello strato 1** è stata redatta sia con riferimento alle classi di spessore totale (Fig. 5.11) che allo spessore medio per ambito geomorfologico (Fig. 5.12).

Sulla base delle stratigrafie dei pozzetti (236 dati puntuali) si sono individuate le zone caratterizzate dalla presenza o dall'assenza di un banco di pomici nei primi 1-2 m di spessore (profondità di indagine dei pozzetti) (Fig. 5.13) e si sono valutate la continuità e la variazione spaziale dello spessore di questo banco di pomici, rappresentate nella **carta dello spessore del primo banco di pomici**, sia con riferimento alle classi di spessore totale (Fig. 5.14) che allo spessore medio per ambito morfologico (Fig. 5.15).

Al fine di ottenere una zonazione schematica delle stratigrafie dei primi 2 m di spessore delle coperture, le stratigrafie dei pozzetti sono state schematizzate facendo riferimento alle seguenti unità litologiche:

A - argille limose, limi, limi sabbiosi, sabbie limose e sabbie fini con sostanza organica e apparati radicali, suolo con pomici scarse ma poco addensato;

B - sabbie limose e sabbie fini con piccole pomici, sabbie medie, sabbie grossolane senza o con piccole pomici, sabbie limose con clasti calcarei;

Po - banco di pomici, talora sabbioso;

Dt - detrito calcareo in sabbie e/o limi; brecce;

S - substrato calcareo;

ps – paleosuolo

Il territorio è stato quindi suddiviso in ambiti morfologici sulla base di bacino idrografico/versante aperto, classi di pendenza, posizione altimetrica; si sono quindi definite schematicamente le stratigrafie caratteristiche dei vari ambiti morfologici sulla base dei dati disponibili (Fig. 5.16), sovrapponendoli infine alle classi di spessore del primo banco di pomici (Fig. 5.17).



Figura 5.11. Carta dello spessore totale dello strato 1.

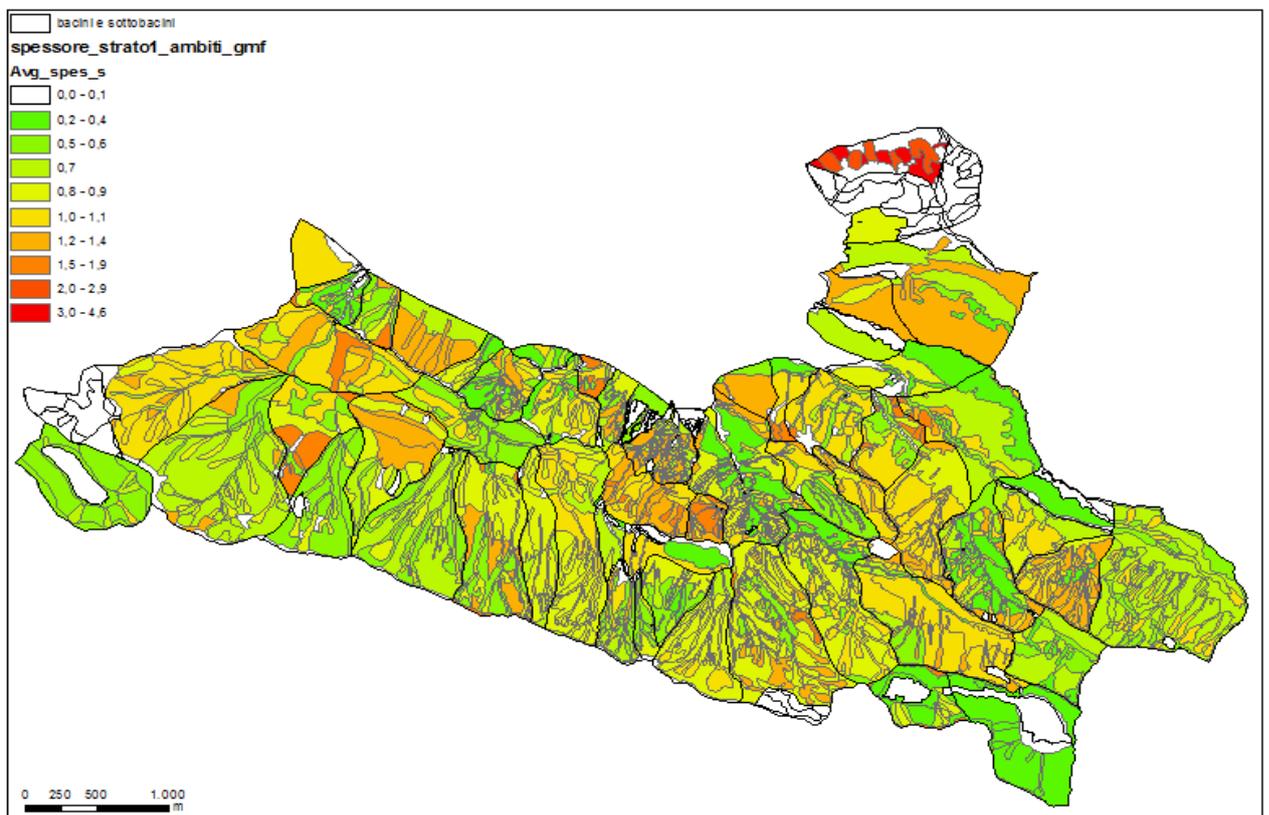
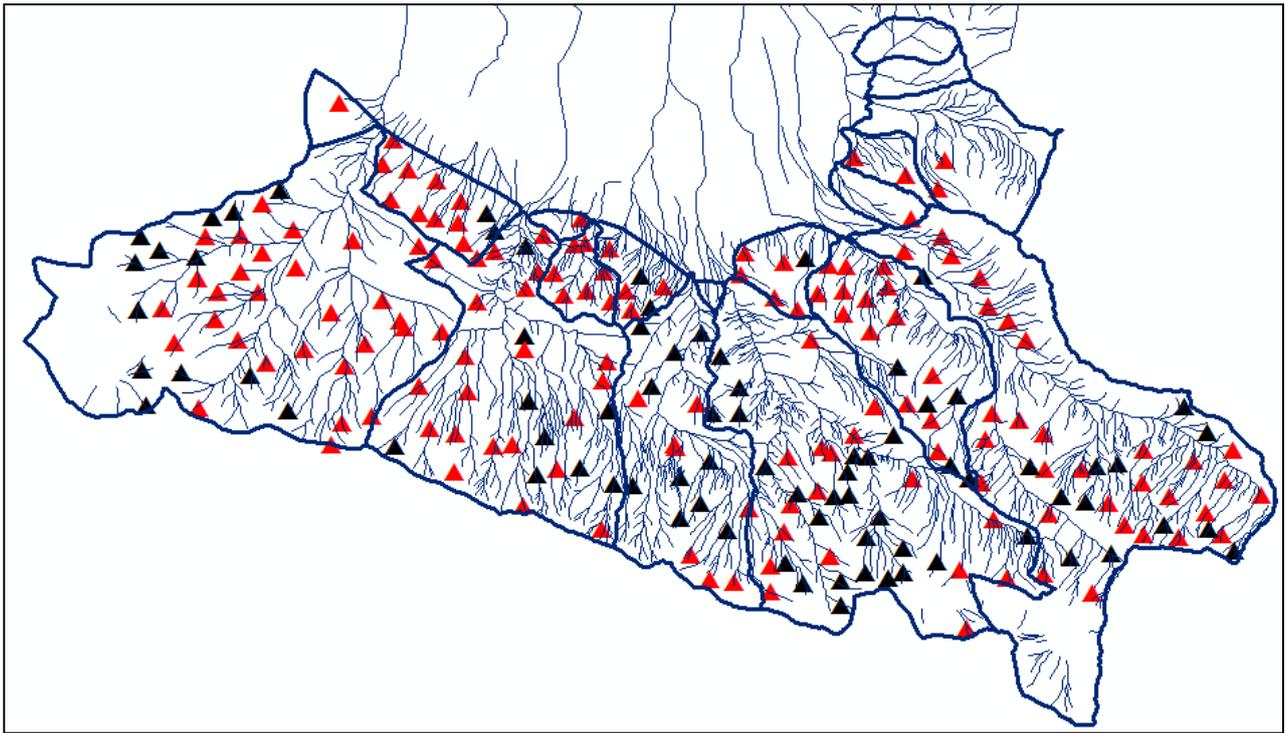
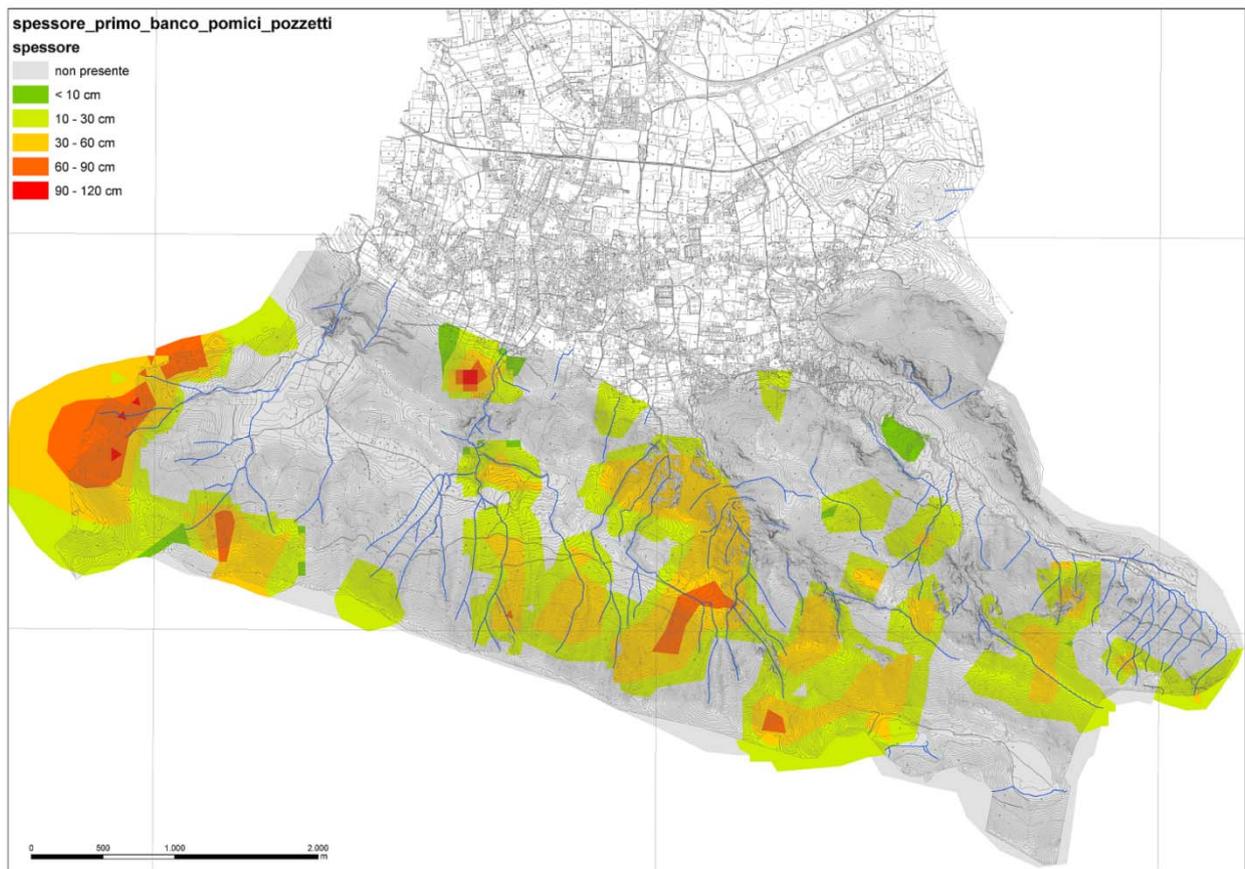


Figura 5.12. Carta dello spessore medio dello strato 1 per ambito geomorfologico.

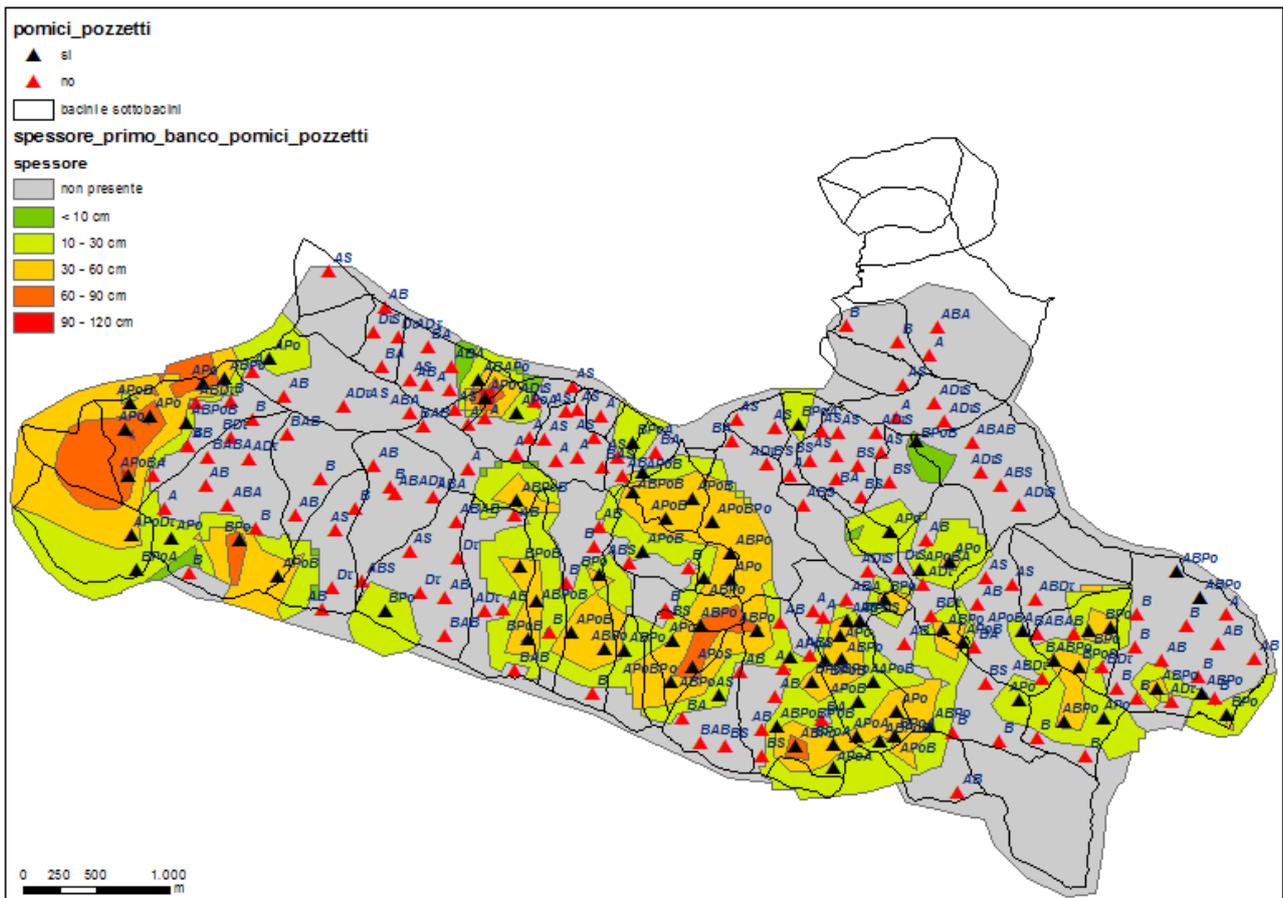


**Figura 5.13.** Carta del Primo banco di Pomice. Legenda: triangolo nero - assenza, triangolo rosso - presenza di pomice.



**Figura 5.14.** Carta dello spessore totale del Primo banco di Pomice.





**Figura 5.17.** Carta della zonazione schematica delle stratigrafie dei primi 2 m di coperture sulle classi di spessore del banco di pomici.

## 6. METODI DI STUDIO E DI INDAGINE DEGLI ASPETTI GEOMORFOLOGICI

Per realizzare la Carta Geomorfologica è stato compiuto uno studio, su base cartografica, utilizzando le foto aeree (1954 Regione Campania e 1999 post evento volo del 18/12/1999), le ortofoto (1997, 1998 e 1999 pre evento volo 10.000; 2004 volo 5000; 2011 volo 5000), le carte topografiche (IGM a scala 1:25.000; CTR a scala 1:5.000 della Regione Campania; una carta topografica a scala 1:5.000 relativa al Comune di Cervinara realizzata dopo l'evento del dicembre 1999, una carta a scala 1:5000 derivata dal volo del 2011 ed una carta a scala 1:1.000 derivata dal DEM prodotto nell'ambito del presente lavoro) ed alcuni video e fotografie di campo realizzate appena dopo l'evento del 1999.

In aggiunta, relativamente alla fascia pedemontana ed alla piana, ci si è potuti avvalere dei dati derivati dalla reinterpretazione di 90 trincee effettuate nell'ambito del Progetto Emergenza Idrogeologica 15-16/12/1999 e dei dati stratigrafici ottenuti da 20 nuove trincee effettuate nell'ambito del presente lavoro.

All'analisi cartografica sono state affiancate, necessarie ed indispensabili, due fasi di rilievo di campo. Una prima fase, di calibrazione della carta tecnica ed una seconda fase, relativa al controllo delle forme individuate e cartografate.

La presenza dei numerosi dati di trincea ha dato la possibilità di eseguire uno studio approfondito per la fascia pedemontana che ha consentito di ottenere un riscontro dettagliato delle forme ivi individuate e del loro stato di attività. In particolare, grazie a queste stratigrafie, è stato possibile valutare le aree di invasione, la tipologia e la cronologia dei diversi eventi sedimentari. Le informazioni ottenute sono confluite in un database appositamente costruito e traslato nella carta geomorfologica.

La carta geomorfologica suddivide il territorio nelle diverse forme, ad ognuna delle quali sono stati associati i relativi processi dominanti e lo stato di attività, in funzione degli obiettivi da raggiungere con il presente studio. Di conseguenza, nella metodologia utilizzata è stata data importanza primaria al riconoscimento di quelle forme che assumono un ruolo significativo relativamente alla pericolosità da frana, governando e condizionando l'insorgere e l'evoluzione dei fenomeni franosi.

Nella cartografazione degli elementi individuati si è scelto un approccio tipico delle problematiche di pianificazione territoriale, con delimitazione di aree chiuse a campitura totale, ad ognuna delle quali è stato associato l'elemento geomorfologico principale ed i processi evolutivi in atto ad essi relativi.

Al fine di contribuire a scala di dettaglio alla individuazione degli scenari di rischio, si è prima definita una serie di ambiti, ampie unità territoriali delimitate in base alle osservazioni geologiche e geomorfologiche, che rappresentano gli aspetti di base dell'ambiente fisico e della sua evoluzione.

All'interno di tali aree, sono state successivamente definite entità territoriali di più piccole dimensioni, omogenee per caratteri litologici e per storia morfoevolutiva recente. In particolare, al fine di individuare i possibili scenari evolutivi si sono definiti i sottoambiti morfologici e, all'interno

di essi, i morfotipi che delimitano e condizionano la dinamica interna della singola area e che spesso influenzano anche quelle adiacenti.

In particolare, sono state messe in rilievo le forme di versante che influenzano i processi erosivi legati alla gravità (le forme denudazionali a controllo lito-strutturale, i versanti di degradazione soggetti a crolli e flussi detritici, i versanti di faglia, le faccette di scarpata tettonica) e le forme di versante legate all'azione delle acque fluviali o torrentizie, che possono essere interessate dai fenomeni gravitativi (le forre e i fianchi degli impluvi).

Grande attenzione, poi, è stata posta nell'individuazione di quelle forme complesse che possono essere predisponenti all'insorgere dei fenomeni franosi, in particolare i diversi tipi di vallecicole ed, in generale, le forme concave presenti sui versanti, che possiedono al loro interno depositi detritici.

Rilievo particolare, sempre nell'ottica della pericolosità da frana, è stato dato alle superfici piane o sub-pianeggianti individuabili lungo i versanti che, nel ruolo di livelli di base relativi, rappresentano aree di recapito, più o meno provvisorio, dei sedimenti derivanti dall'erosione dei tratti di versanti posti a monte di essi. Tali ripiani, nel caso di eventi alluvionali intensi, possono fungere da vasche di laminazione e limitare la quantità dei detriti che raggiungeranno il fondovalle.

Per quel che riguarda le forme di accumulo, sono state scisse quelle legate essenzialmente ai fenomeni erosivi per gravità (le falde ed i conoidi detritici) e le forme di accumulo legate all'azione mista della gravità e delle acque dilavanti (talus detritico-colluviali e le conoidi colluviali).

Relativamente alle forme di accumulo, uno studio particolareggiato è stato rivolto a quelle legate all'azione delle acque dei corsi d'acqua torrentizi, ossia alle conoidi detritico-alluvionali, ed in particolar modo alle conoidi della piana dove sorge l'abitato di Cervinara. La presenza delle conoidi, infatti, rappresenta un indicatore di pericolo fondamentale nell'ambito dello studio del rischio idrogeologico.

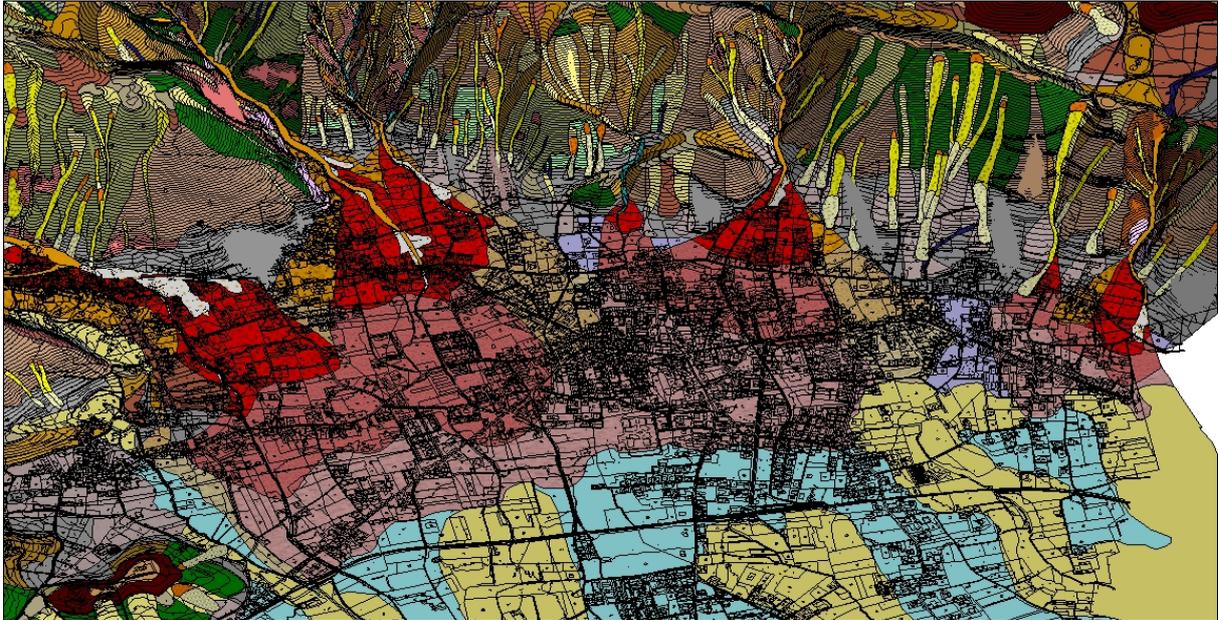
L'area compresa all'interno dei limiti amministrativi del Comune di Cervinara ricade nella zona meridionale della Valle Caudina ed include le propaggini settentrionali del gruppo montuoso dei Monti di Avella-Monte Partenio, con un'estensione di circa 29,3 kmq.

Il territorio comunale è costituito da un'area di piana, dove sorge e si sviluppa l'abitato, e da un'area montuosa, boschiva e priva di abitazioni, che la cinge ad anfiteatro.

I versanti montuosi, costituiti prevalentemente da calcari e calcari-dolomitici dislocati da lineamenti tettonici con orientazione appenninica ed anti-appenninica, sono ricoperti, in modo discontinuo, da una coltre piroclastica derivante principalmente dall'attività del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei.

Sui lineamenti tettonici si sono innestate le principali linee di deflusso la cui evoluzione ha determinato l'attuale conformazione dei bacini idrografici principali.

Allo sbocco dei torrenti sulla piana si sono costruite delle ampie forme a ventaglio, le conoidi detritico-alluvionali che caratterizzano l'area pedemontana del territorio comunale (Fig. 6.1).



**Figura 6.1.** Vista 3D dell'area pedemontana dove si interdigitano le conoidi detritico-alluvionali prodotte dai torrenti.

Relativamente all'area montuosa si possono riconoscere tre settori principali, distinti in base alle diverse caratteristiche geomorfologiche che le dominano: il settore W (che comprende i bacini del T. Pirozza, 3,9 km<sup>2</sup>; del T. Conca 2,3 km<sup>2</sup>, del T. Remescuso 1,4 km<sup>2</sup>); il settore E (che comprende i bacini del T. San Gennaro 2,9 km<sup>2</sup> e del T. Castello, 4,8 km<sup>2</sup>); il settore NE relativo al bacino idrografico detto di Valle (1,0 km<sup>2</sup>).

La parte più alta del settore W è caratterizzata da un versante di faglia con pendenze quasi sempre inferiori ai 40° in corrispondenza dei settori di versante aperto, orientato in direzione circa E-W ed evoluto per *slope replacement*. Il versante è segnato da una serie di incisioni lineari, spesso profonde, che lo solcano, quasi parallele tra loro, lungo la linea di maggiore pendenza. Solo nella zona del bacino idrografico del T. Pirozza gli impluvi possiedono delle biforcazioni che disegnano dei sottobacini leggermente più articolati, ma comunque di piccola estensione e di lunghezza limitata, quasi sempre tra i 500 ed i 1.000m.

Il fondo di queste vallecole è quasi sempre coperto da sedimenti detritico-colluviali e vegetali rimaneggiati derivanti essenzialmente dall'erosione dei loro fianchi, generalmente molto acclivi (35°-50°).

Recapito naturale di questi sedimenti, trasportati dalle acque o dai fenomeni gravitativi lungo le vallecole, è un ripiano intermedio che si sviluppa con buona continuità, pur se con estensione variabile, da ovest verso est, dal bacino idrografico del Vallone Pirozza al bacino idrografico del V.ne Remescuso (Fig. 6.2).

Su questo ripiano si è formato un ampio deposito d'accumulo, un talus detritico-colluviale che lo raccorda al versante, sul quale è possibile distinguere diverse forme di conoide derivate dal sovrapporsi degli eventi alluvionali e gravitativi che si attivano all'interno dei canali.

Il ripiano, livello di base relativo per questo tratto di versante, funge, quindi, da area di primo recapito, da vasca di laminazione per buona parte dei sedimenti che, provenendo da monte, tendono a spostarsi verso la piana di fondovalle, dove sorge l'abitato.

A collegare questo ripiano montuoso intermedio con la piana di Cervinara è un altro versante di faglia, che si sviluppa parallelamente a quello di monte.

Le aste fluviali principali dei bacini di Pirozza, Conca e Remescuso intagliano il versante di faglia attraverso tratti vallivi stretti e molto profondi che, talvolta, assumono forma di forra. I torrenti che li percorrono sfociano nel fondovalle, nella Valle Caudina, riversandovi il loro carico, liquido e solido, costruendo delle ampie conoidi detritico-alluvionali.



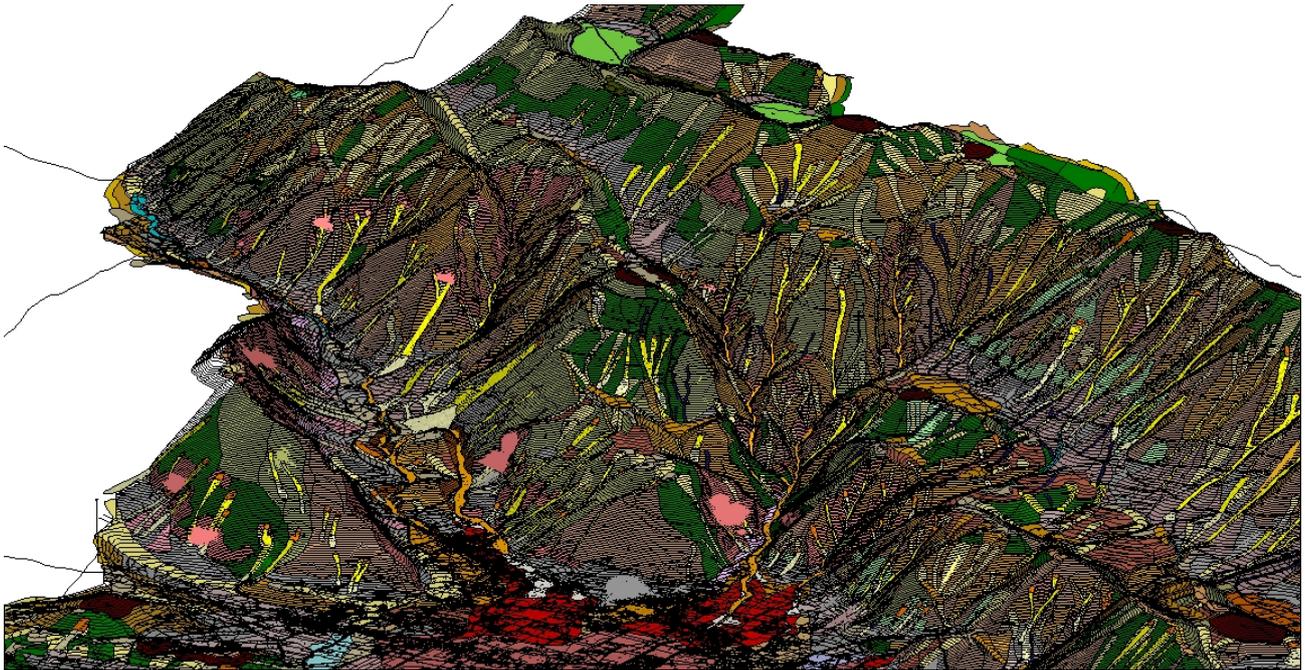
**Figura 6.2.** Vista 3-D del settore W. I due versanti di faglia sono separati da un evidente ripiano intermedio che si sviluppa con buona continuità, pur se con estensione variabile, da ovest verso est, dal bacino idrografico del Vallone Pirozza al bacino idrografico del V.ne Remescuso.

Il versante di faglia, nella zona di interfluvio tra il T. Pirozza ed il T. Conca, pur se percorso da alcune incisioni, mostra una forma continua e si raccorda con il fondovalle attraverso un ampio talus detritico-colluviale sul quale si interdigitano i depositi di versante derivanti dall'erosione diffusa, dal ruscellamento concentrato e dai fenomeni gravitativi.

Nel tratto tra il T. Conca ed il T. Remescuso, invece, probabilmente per l'interferenza di altri lineamenti tettonici, il versante diviene più articolato, tanto da determinare la formazione del piccolo bacino idrografico del T. Renazzo, il cui sviluppo avviene interamente nell'ambito del versante di faglia ed allo sbocco del quale si forma una piccola conoide detritico-alluvionale.

Il settore E, invece, è caratterizzato da bacini idrografici che si sviluppano senza particolari interruzioni, da monte a valle, e che hanno la piana di Cervinara come recapito diretto dei loro sedimenti.

Di conseguenza, nel dicembre del 1999, il passaggio dei flussi fangosi che li percorrevano non ha trovato elementi geomorfologici che ne arrestassero o rallentassero il cammino. (Fig. 6.3).



**Figura 6.3.** Vista 3d del settore E. I bacini idrografici del V.ne Castello e del V.ne S. Gennaro si sviluppano senza particolari interruzioni, da monte a valle, ed hanno la piana di Cervinara come recapito diretto dei loro sedimenti.

Per quel che riguarda il T. S. Gennaro, il suo bacino possiede un articolato sviluppo longitudinale caratterizzato, nei settori di monte, da impluvi con fianchi vallivi a pendenza medio-bassa, raramente superiore ai 35°, che permettono la buona conservazione delle coperture e, nei settori intermedio e di valle, da profondi impluvi i cui fianchi possiedono pendenze spesso molto superiori ai 35°. All'interno di questi valloni si accumulano detriti carbonatici, vulcanoclastici e vegetali, prodotti dai loro fianchi e/o provenienti da monte, che possono essere trasportati a valle dagli impulsi alluvionali-torrentizi che ciclicamente li percorrono.

Quando i fianchi vallivi sono costituiti da pareti carbonatiche fratturate ed ad alta acclività, che possono dar luogo a frane di crollo, a valanghe di detrito o a colate di detrito, si può determinare la formazione di piccole dighe provvisorie dovute agli accumuli per frana. Queste barriere di materiale sciolto, in occasione di eventi alluvionali particolarmente violenti, possono essere demolite, ed i loro depositi, presi in carico dalla corrente, trasportati a valle.

Aldilà dell'evento del 1999, la prova dell'elevata capacità di trasporto posseduta dal torrente S. Gennaro è costituita, a valle, dall'ampia conoide detritico-alluvionale che si apre, a ventaglio, allo sbocco del torrente.

L'altro bacino idrografico che contraddistingue il settore E è quello del V.ne Castello. Condizionato dai lineamenti tettonici che lo attraversano, è caratterizzato da una valle principale, che si sviluppa da est ad ovest per circa 4 km, ampia e piatta nella zona di testata ed in forte approfondimento a partire dal settore mediano,.

Il fianco vallivo destro è rappresentato, per buona parte della sua lunghezza, da una tipica scarpata di faglia che mostra pendenze elevate, spesso superiori ai 50°. Di conseguenza il versante

risulta quasi completamente privo di coperture, sia detritico-colluviali che boschive, ed è sede attiva di numerosi crolli che hanno prodotto, alla sua base, una estesa falda detritica.

Il fianco vallivo sinistro, invece, è un versante di faglia caratterizzato da pendenze mediamente più basse, che agevolano il deposito e la conservazione delle coperture vulcanoclastiche. Ben vegetato da un continuo manto boscoso, il pendio è solcato da numerose incisioni, vallecole ed impluvi, all'interno dei quali possono essere concentrate e trasportate le acque ed i sedimenti. Per questo motivo alla sua base si sviluppa un talus detritico-colluviale, sede di accumuli legati ai diversi agenti erosivi che operano sul pendio, sul quale si distinguono, numerose, le forme di conoide.

Tuttavia, la presenza di questo talus di accumulo, così come la presenza della falda detritica presente alla base dell'altro fianco vallivo, non assicura che i sedimenti provenienti dai versanti si fermino all'interno del vallone. Anzi, in particolar modo nel tratto intermedio e di valle del bacino idrografico, dove l'impluvio è più stretto ed inciso, può accadere che, in caso di eventi alluvionali straordinari, una parte dei depositi accumulati alla base dei versanti, pur se minima (ma grande se espressa in mc), possano essere erosi dalle acque concentrate ed incanalate, presi in carico, e trasportati verso valle insieme ai sedimenti provenienti dai versanti.

Proprio su questi versanti, dove nel 1999 hanno avuto origine la maggior parte dei fenomeni franosi che hanno determinato i flussi che invasero le frazioni di Ioffredo e Castello, si sono verificate anche situazioni di questo tipo.

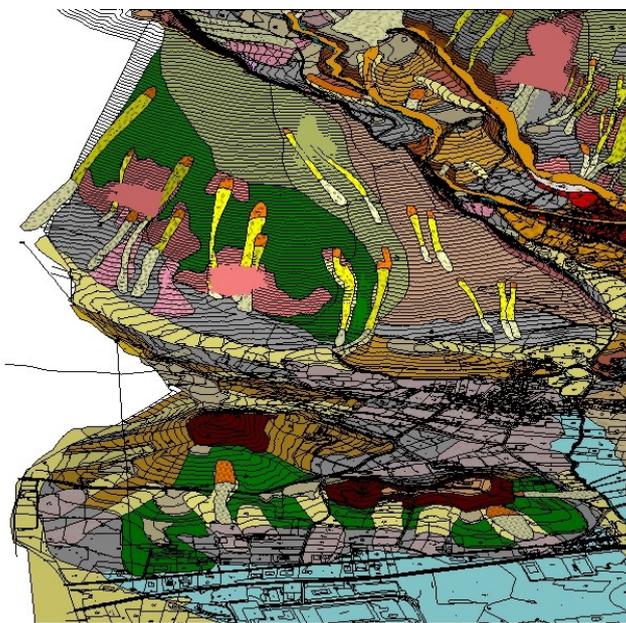
I sedimenti che provengono dal bacino idrografico del V.ne Castello, sia come alluvioni o come flussi fangosi, vanno ad accumularsi allo sbocco del bacino idrografico, nel fondovalle, determinando la formazione di una conoide detritico-alluvionale che assume una forma planimetrica irregolare a causa dell'interferenza dei depositi alluvionali della conoide del V.ne S. Gennaro.

Il settore NE, invece, rappresenta un caso completamente diverso dagli altri (Fig. 6.4). Il bacino idrografico di Valle è composto, infatti, da tre piccoli sottobacini. I due bacini più a nord sono completamente intagliati nelle formazioni del flysch. In questi due settori le pendenze dei versanti sono basse, generalmente inferiori ai 25° e predisponenti, essenzialmente, all'innescio di fenomeni di soliflusso, di creep o di frane superficiali. La lenta erosione in atto in questi bacini è rimarcata anche dalle forme poco decise delle conoidi che essi costruiscono nella piana e dalle caratteristiche tessiturali, prevalentemente sottili, che le riguardano.

Il terzo bacino, il più meridionale dei tre, ha il fianco destro che possiede le stesse caratteristiche geomorfologiche e geologiche degli altri due, mentre quello sinistro è contraddistinto da un versante carbonatico. Nel settore di monte del bacino il versante è acclive, con pendenze superiori ai 35°, con spessori sottili dei depositi di copertura. Alla sua base è evidente la falda detritico-colluviale.

Nel settore di valle del bacino, invece, il versante sinistro diviene meno ripido ed è interrotto da un ripiano intermedio, in stato avanzato di demolizione, che ne spezza la continuità e ne cattura i prodotti dell'erosione.

Tuttavia, anche per questo sottobacino, come per i due precedenti, nonostante la presenza di un versante con forte energia di rilievo, nella parte terminale del settore di valle non si individua una forma ben definita che sia relativa ad un accumulo di conoide detritico-alluvionale.



**Figura 6.4.** Vista 3d del settore NE. La zona di Valle è caratterizzata da versanti a basse pendenze intagliati nel flysch.

In questo quadro geomorfologico generale si inserisce lo studio tematico specifico svolto per la stesura della Carta Geomorfologica, nella quale sono stati riportati i diversi morfotipi individuati dall'analisi compiuta (Fig. 6.5).

#### LEGENDA

##### 13\_2 - Superficie di erosione-degradazione

Piano debolmente inclinato (al massimo 20°) dove dominano i processi di erosione. I depositi eventualmente presenti sul ripiano tendono ad essere asportati.

##### 14\_1 - Crinale montuoso

Aree a debole pendenza ubicate in corrispondenza della culminazione orografica dei rilievi. In alcuni casi sono interpretabili come residui di antiche superfici morfologiche. Individuano le linee di spartiacque tra i bacini idrografici.

##### 15\_0 - Sella

Depressione morfologica ubicata lungo un crinale che limita due valli contigue.

#### 15\_1 - Ripiano sommitale e 15\_2 - Ripiano intermedio

Superficie o lembo di superficie sub pianeggiante ( $0^{\circ}$ - $10^{\circ}$ ), più o meno ampia, individuabile alla sommità o lungo i versanti. La loro formazione può essere ricondotta a fattori litologico-strutturali, quali l'assetto giaciturale del substrato, alla morfoselezione, alle dislocazioni tettoniche, oppure possono avere il significato di superfici di erosione o accumulo riferibili ad antichi livelli di base.

#### 16\_1 – Impluvio

Forma legata all'erosione lineare ad opera del reticolo idrografico all'interno della quale i fianchi, generalmente acclivi per effetto del rapido approfondimento, sono soggetti ad una morfodinamica si esplica soprattutto a seguito di processi fluvio denudazionali e di massa intensi.

#### 16\_2 - Forra o Valle fluviale molto incisa

Valle o tratto di valle limitato da fianchi di versante molto acclivi, in roccia o in terra. I versanti, a causa della loro pendenza ed in relazione alle loro caratteristiche litologiche ed agli agenti erosivi attivi sui pendii o alla loro base, possono essere più o meno predisposti all'innescio di fenomeni gravitativi, soprattutto a frane di crollo e di ribaltamento. La loro presenza spesso indica la tendenza all'approfondimento dell'alveo.

#### 17\_1 – Versante denudazionale a controllo strutturale

Versanti la cui forma è determinata dalle caratteristiche meccaniche dei litotipi che lo compongono, dalla giacitura degli strati, dall'orientamento della fatturazione sia dai processi fluvio denudazionali. Sono talora caratterizzati dalla presenza di coperture piroclastiche che evolvono per denudazione dovuta a processi di dilavamento e per movimento in massa.

#### 17\_3 – Versante

Versanti o tratti di versante, di origine tettonica, la cui forma attuale è determinata dall'evoluzione dell'originale scarpata di faglia. Possono essere incisi da vallecole più o meno profonde e possono essere ricoperti da coltri detritico-colluviali che possono dar luogo ad eventi franosi.

#### 18\_1 - Rilievo isolato

Si indicano in questo modo i rilievi che sono ben individuabili nel paesaggio perché emergono, isolati, rispetto alla continuità di altri morfotipi. In questo caso individuano una discontinuità morfologica rispetto al resto della struttura montuosa a cui appartengono.

#### 2\_5 - Faccetta di scarpata tettonica

Versanti o gradini di origine tettonica, generalmente ad alta acclività, la cui tipica forma, triangolare o trapezoidale, è derivata dall'incisione torrentizia dell'originale scarpata di faglia. Data l'alta acclività possono essere spesso sede di crolli o flussi detritici.

#### 5\_4 - Versante di degradazione soggetto a crolli e flussi detritici

Versanti ad alta pendenza (superiore ai 45°/50°), in questo caso di natura carbonatica, generalmente privi di copertura, dove possono svilupparsi frane di crollo e/o flussi detritici. In queste aree i movimenti di massa riguardano il substrato e/o la sua coltre alterata.

#### 5\_8\_1\_a e 5\_8\_a – Cono detritico e Falda detritica (attiva)

Accumulo detritico, prevalentemente grossolano, situato alla base dei versanti carbonatici che non presentano significativi spessori di copertura o che sono completamente nudi. L'angolo di riposo di questi depositi raggiunge solitamente i 35°. Si parla di cono detritico quando i depositi assumono la tipica forma conica.

#### 6\_1\_q - Terrazzo fluviale (quiescente)

Ripiani o lembi di ripiani, siti ai lati degli alvei fluviali, legati all'approfondimento dell'alveo attivo, che a seconda della loro altezza possono ancora essere interessati da processi di alveo quali esondazioni e/o erosione spondale.

#### 6\_2\_b - Gradino vallivo

Salti morfologici all'interno dei valloni o degli alvei. Possono determinare un aumento locale dell'energia di un flusso in transito.

#### 6\_4 – Vallecola

Piccola valle con drenaggio discontinuo e, generalmente, con linea di drenaggio debolmente incisa, riempita di materiale detritico-colluviale. Sono zone di accumulo di depositi sciolti che potrebbero alimentare i flussi in transito o, anche, innescare fenomeni franosi al loro interno.

#### 6\_4\_1\_c – Vallecola a V con depositi in alveo

Piccola valle con profilo a V con linea di fondo ben incisa e con presenza di detriti in alveo. La presenza di depositi rappresenta un elemento di possibile alimentazione o di innesco dei fenomeni franosi.

#### 6\_4\_2 – Vallecola a fondo piatto

Vallecole spesso ampie, dal profilo piatto, a bassa pendenza e poco incise dal corso d'acqua che le percorre. Al loro interno sono presenti depositi alluvionali e detritico-colluviali.

#### 6\_4\_3 – Vallecola a fondo concavo

Depressioni concave, spesso ampie e poco incise, situate in corrispondenza delle zone apicali degli impluvi. Talvolta la loro prosecuzione verso valle è interrotta da un gradino o da una repentina variazione di pendenza del profilo, spesso accompagnata da un restringimento della sezione

valliva. All'interno di esse possono accumularsi depositi, generalmente sciolti, piroclastici da caduta e/o prodotti detritico-colluviali, che potrebbero alimentare fenomeni franosi.

#### 6\_5 - Alveo in approfondimento

Un alveo in approfondimento individua un'azione di erosione fluviale che il corso d'acqua sta compiendo per regolarizzare la pendenza. L'approfondimento indica che l'erosione tende a propagarsi verso monte secondo un meccanismo di erosione retrogressiva.

#### 6\_6 - Fosso con intensa erosione lineare

Fossi e solchi di erosione (gully) legati alla concentrazione del deflusso idrico superficiale.

#### 6\_9 - Area interessata da ruscellamento diffuso

Sono aree generalmente situate sui versanti planari di media pendenza, ricoperti dalla coltre detritico-colluviale. Su di esse le acque si muovono alla ricerca di linee di scorrimento preferenziale. Si ha un ruscellamento entro rivoli (rill) spesso discontinui.

#### 6\_10\_a - Conoide colluviale

Forma a ventaglio costituita dall'accumulo di depositi sottili prevalentemente a seguito dei processi di dilavamento idrico lungo i versanti.

#### 6\_10\_1 – Talus detritico-colluviale

Area di accumulo di materiale detritico, grossolano e sottile, al piede dei versanti ad opera di processi legati alla gravità e al dilavamento idrico lungo i versanti. Generalmente mostra spessori elevati e pendenza fino ai 30°.

#### 6\_12 (a,q e p,m,d) – Conoide detritico-alluvionale – Vedi Paragrafo 6.2.1

#### 6\_12\_ic – Settore di interconoide – Vedi Paragrafo 6.2.1

#### 7\_3 – Conca tettono-carsica

Ampia conca di origine tettonica impostata sul substrato carbonatico ed evolutasi per dissoluzione del carbonato di calcio. Può essere sede di eluvioni, accumuli piroclastici e detritici.

#### 7\_13 – Valletta carsica

Valle impostata su calcari e priva di corso d'acqua, formatasi per fenomeni di dissoluzione del carbonato di calcio. Può essere sede di eluvioni, accumuli piroclastici e detritici.



Per quel che riguarda i fenomeni franosi, come si evince dalla Carta Geomorfologica e, nel particolare, dalla relativa Carta Inventario, non sono stati individuati movimenti significativi in atto o avvenuti successivamente al 1999. Tuttavia, il rilievo geomorfologico di dettaglio dell'area comunale ha messo in evidenza che sussistono le condizioni predisponenti all'innescamento dei fenomeni franosi sia del tipo colata rapida, sia del tipo crollo, sia del tipo scorrimento-colamento.

L'analisi geomorfologica, inoltre, ha messo in evidenza che le caratteristiche evolutive principali dell'area sono ancora strettamente collegate alla denudazione delle coperture che mantellano i versanti, per effetto delle acque dilavanti e della gravità, con la migrazione dei materiali erosi verso il fondovalle e che, nelle condizioni climatiche attuali, in occasione di eventi pluviometrici intensi e prolungati, possono verificarsi i fenomeni franosi.

In particolare, la diffusione di vallecole, impluvi e di altre forme concave di versante che possiedono, al loro interno, depositi detritici sciolti, rappresentano elementi predisponenti fondamentali all'attivazione/alimentazione delle colate rapide. La presenza delle pareti carbonatiche fratturate ad elevata pendenza individuano le aree dove possono avvenire i crolli. La capacità erosiva delle acque torrentizie può determinare scalzamento al piede all'interno degli impluvi ed innescare frane di scorrimento. Le caratteristiche litotecniche dei flysch possono dar luogo a fenomeni complessi del tipo scorrimento-colata.

Lo studio dell'evento del 1999 e dei fenomeni franosi in generale, le forme di accumulo individuate lungo il versante e sul fondovalle (le falde detritiche, i talus detritico-colluviali, le conoidi detritico-alluvionali), l'analisi delle stratigrafie delle trincee del fondovalle, mostrano chiaramente che, ciclicamente, in occasione degli eventi pluviometrici di elevata magnitudo, intensi e prolungati, i detriti mobilizzati con i fenomeni franosi possano essere trascinati dalle acque torrentizie fino allo sbocco dei valloni ed oltre, con la possibilità di coinvolgere le aree abitate.

Di conseguenza, nella valutazione della pericolosità di ordine geomorfologico, la carta geomorfologica ha svolto un ruolo rilevante nell'individuazione delle aree maggiormente critiche ai fini della valutazione degli scenari di pericolo.

## 6.1. CRITERI PER LA REDAZIONE DELLA CARTA INVENTARIO DEI FENOMENI FRANOSI NEL QUADRO GEOLOGICO E MORFOEVOLUTIVO DEL TERRITORIO

Le Linee Guida internazionali per la zonazione della suscettibilità, della pericolosità e del rischio da frana ai fini della pianificazione territoriale (Fell et al. 2008a, Fell et al. 2008b) definiscono una carta inventario dei fenomeni franosi, come una mappa con associata una banca dati che riporti l'ubicazione, la classificazione, lo stato di attività, la data di accadimento ed altre caratteristiche delle frane in un'area.

Di conseguenza, il criterio di cartografazione adottato per la redazione della Carta Inventario dei Fenomeni Franosi relativa a questo studio, è stato quello di riportare gli eventi franosi che hanno lasciato traccia morfologica lungo il versante, o quelli di cui si avevano notizie storiche e relazionali sufficienti per una attendibile localizzazione e tipizzazione.

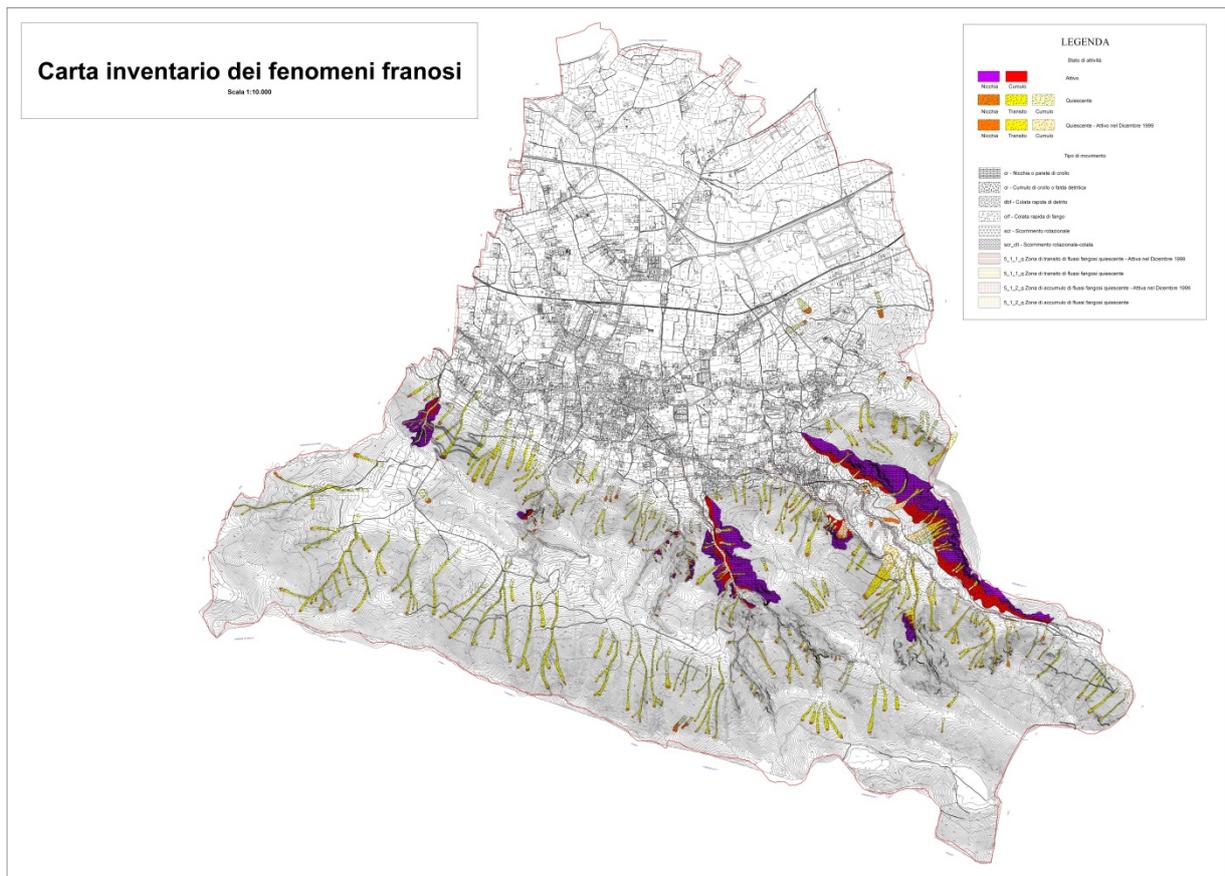
Nel territorio del Comune di Cervinara, i versanti montuosi sono costituiti, prevalentemente, da calcari e calcari-dolomitici che sono ricoperti, in modo discontinuo, ma diffuso, da una coltre piroclastica derivante, principalmente, dall'attività del Somma-Vesuvio e dall'attività dei Campi Flegrei.

Gli studi compiuti sul territorio hanno mostrato che le caratteristiche geologiche, stratigrafiche e geomorfologiche di questo territorio, in analogia con altri contesti morfostrutturali della Campania (Monti di Sarno, Monti Lattari e Monti di Salerno), appaiono essere particolarmente predisponenti all'innescio dei fenomeni franosi del tipo crollo, colata rapida di fango o di detrito.

In particolare, nella carta inventario dei fenomeni franosi sono stati censiti 357 eventi e, come si evince dalla tabella (Tab. 6.1), nel territorio comunale il 90% delle frane rilevate rientra nel campo dei delle colate rapide di fango e di detrito (così definite nel rispetto della classificazione utilizzata dall'ADB Liri-Garigliano-Volturno - Cruden e Varnes 1996) (Fig. 6.6 e Tab. 6.1).

**Tabella 6.1.** Tabella riepilogativa dei fenomeni franosi censiti nei diversi bacini idrografici del territorio comunale di Cervinara.

Bacino	cr		dbf		crf		scr		scr-clt	
	a	q	1999	q	1999	q	1999	q	1999	q
Valle				3		13		1		2
Faccette Valle										3
Castello	Pareti		3	28	21	53	1	3	5	3
S. Gennaro	Pareti		4	17	14	19			1	5
Faccette S. Gennaro E	Pareti					9				
Conca	Pareti	1	1	6		21				
Faccette Conca E						4				
Remescuso	Pareti	1		25		20			2	4
Faccette Remescuso				3		9				1
Pirozza	Pareti			8		28				
Faccette Pirozza W						2		1		
Faccette Pirozza E				1		14				
Renazzo						4				



**Figura 6.6.** Carta inventario dei fenomeni franosi.

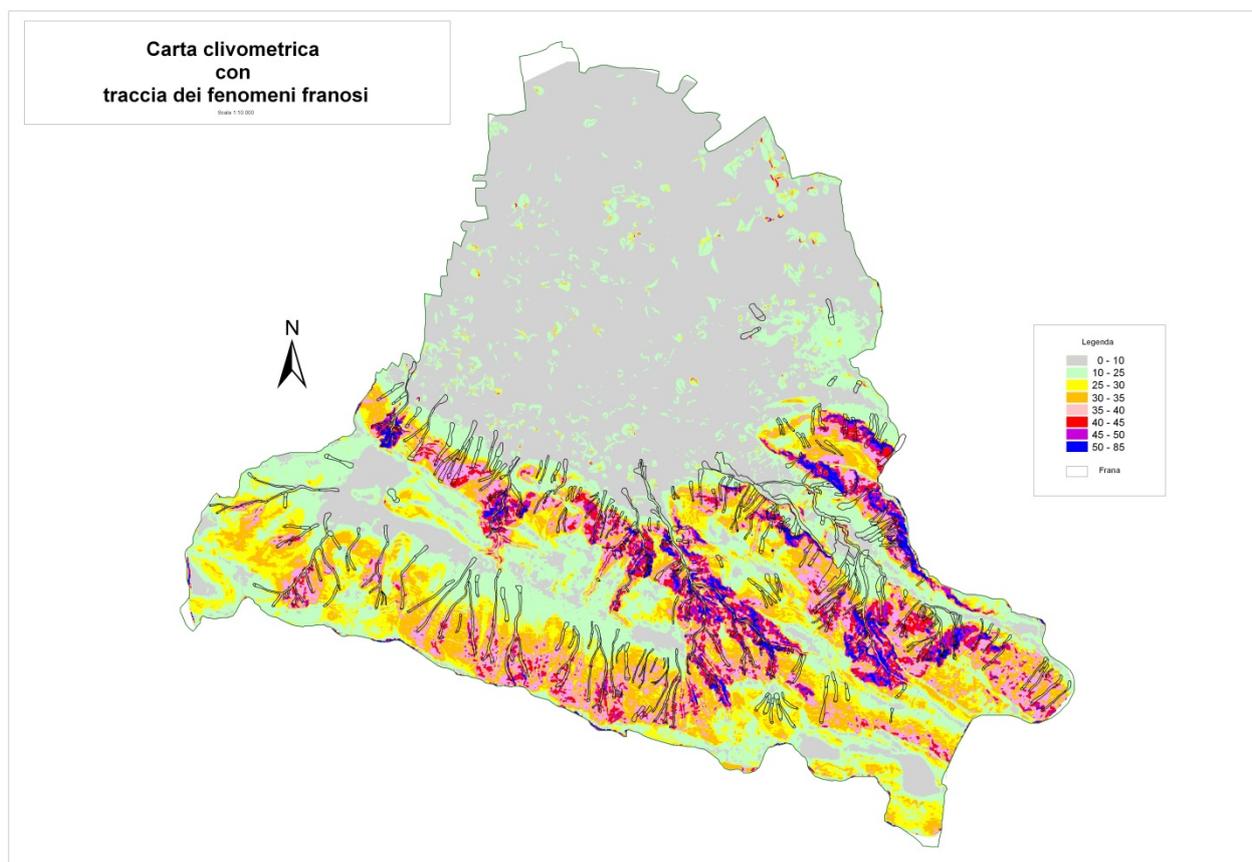
Queste fenomenologie sono da mettere in relazione, principalmente, alla presenza di una diffusa coltre piroclastica (legata a diversi momenti di messa in posto) che ricopre buona parte dei versanti e che in condizione di elevata acclività generano un fattore di alta predisposizione ad un loro innesco.

Le frane di questo tipo, infatti, si originano all'interno delle coperture piroclastiche o al contatto substrato-copertura ed i valori dello spessore della coltre vulcanoclastica nelle aree di innesco solitamente variano dalle poche decine di centimetri ad alcuni metri. Tendenzialmente, la copertura piroclastica è rastremata nelle parti alte dei versanti a causa dei processi di rimozione mentre tende ad inspessirsi alla loro base o all'interno delle vallecicole per effetto dei processi di accumulo.

Sovrapponendo la carta dell'inventario frane e la carta clivometrica, si osserva che i distacchi si sono innescati su pendii la cui pendenza varia dai 35° ai 50°, con una frequenza di innesco più ricorrente nel range tra i 40° ed i 45°, in accordo con quanto osservato negli altri ambiti regionali (Celico e Guadagno 1998; Brancaccio et al. 2000; Guadagno et al. 2000) (Fig. 6.7).

Altro fattore geomorfologico è costituito dalla presenza di cornici litologiche. Alcune frane, infatti, sono collegate a piccoli fenomeni franosi di scivolamento di materiale piroclastico che avvengono al di sopra della scarpata o a piccoli crolli che avvengono lungo di essa. L'impatto a

valle, sulle coperture, soprattutto se sature, può essere un meccanismo di innesco. (Celico e Guadagno 1998; Brancaccio et al. 2000; Cascini et al. 2000, 2008; Guadagno et al. 2005).



**Figura 6.7.** Carta clivometrica con individuazione dei fenomeni franosi.

Numerosi sono i fenomeni connessi a vallecole o a testate di impluvio in questi contesti al di là degli aspetti di complessità idrologica gioca un ruolo importante l'erosione retrogressiva del reticolo idrografico che può determinare la modifica delle condizioni di stabilità nelle coltri piroclastiche conservate al loro interno, provocando l'innesco del fenomeno franoso. (Cascini et al. 2008).

Numerose sono inoltre le fenomenologie franose che possono essere direttamente o indirettamente associate alla manomissione dei versanti da parte dell'uomo. Alcune fenomenologie sono infatti da mettere in relazione alla presenza di strade o sentieri lungo i versanti. La loro messa in opera, infatti, oltre a modificare il profilo del versante con l'incremento delle pendenze e interrompendo la continuità morfologica delle coperture piroclastiche, causa la modifica del drenaggio delle acque superficiali determinando a luoghi una concentrazione del deflusso. (Celico e Guadagno 1998; Cascini et al. 2000, Cascini et al. 2008, Guadagno et al. 2005).

A seconda della zona di innesco le frane per colata rapida, possono dividersi in incanalate e non incanalate (Di Crescenzo e Santo 1999; Brancaccio et al. 2000) (Fig. 6.8).

Le prime si attivano ed evolvono all'interno di linee di impluvio. Partono come piccoli scorrimenti che possono attivarsi in testata, sui fianchi o lungo l'impluvio, proseguono come colate

rapide incanalate in alveo, trascinando i depositi presenti all'interno degli impluvi e determinando l'innescò di fenomeni di scorrimento traslativo lungo i fianchi dell'impluvio.



**Figura 6.8.** V.ne Castello. Foto da elicottero e foto aerea scattate poco dopo l'evento alluvionale del dicembre 1999. A sinistra una tipica frana incanalata ed a destra una tipica frana di versante aperto.

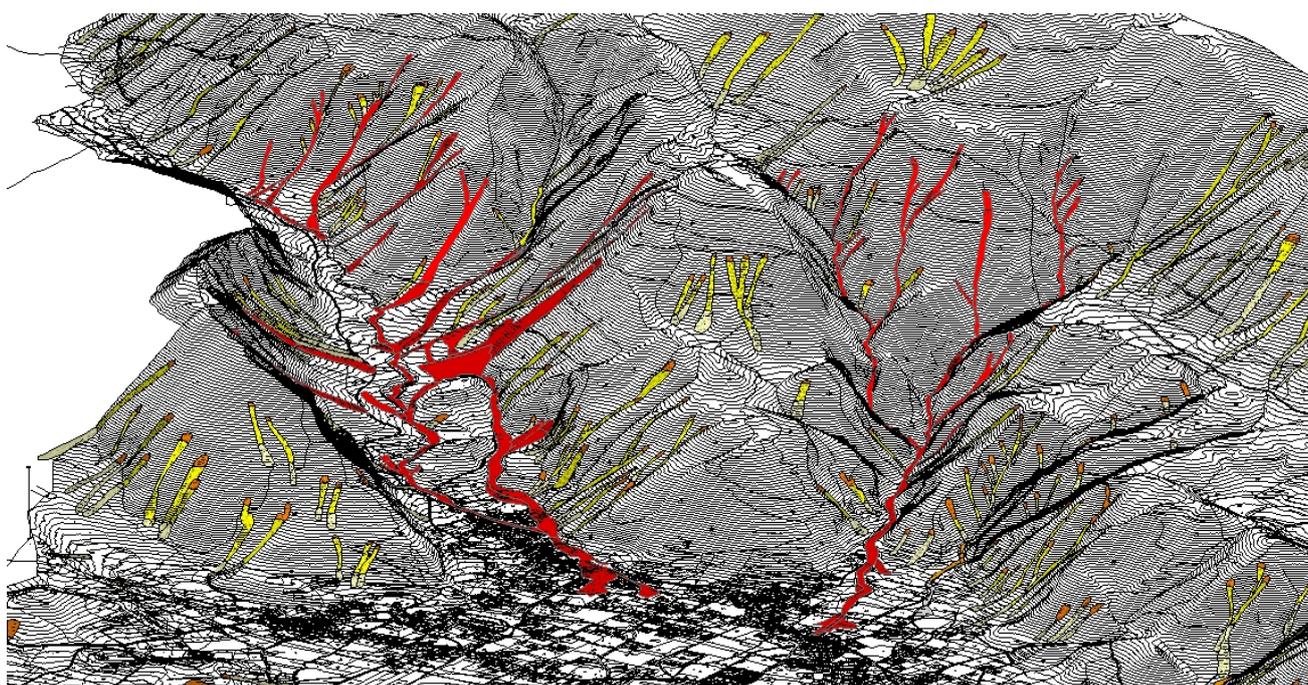
A volte accade anche che la colata rapida, a causa della diluizione provocata dalle acque presenti all'interno dell'impluvio, si trasformi in un flusso iperconcentrato (Pearson e Costa 1987).

Il materiale in frana si arresta allo sbocco dei valloni, in corrispondenza delle aree di conoide, dove la diminuzione della pendenza, l'ampliamento della sezione idraulica e l'allontanamento dei fluidi, determina l'arresto del cumulo.

L'evento franoso, dalla nicchia al cumulo, disegna forme allungate, a fettuccia, che seguono l'andamento dell'alveo nel quale si sono prodotte ed evolute.

Le frane non incanalate o di versante aperto, invece, si sviluppano su versanti planari e privi di incisioni e coinvolgono la coltre piroclastica. Sono caratterizzate da una forma sub-triangolare, il cui apice è posto nella zona di nicchia, associata al progressivo incremento del materiale coinvolto durante il transito lungo il pendio. Le frane di versante aperto sono da considerarsi come frane complesse che si innescano come scivolamenti di detrito (debris slide) e che evolvono, lungo il pendio, in valanghe di detrito (debris avalanche) asportando rocce, suolo e vegetazione. A seconda della conformazione del territorio tali frane possono arrestarsi alla base del pendio od incanalarsi, come colate rapide (debris flow), lungo un impluvio.

Queste fenomenologie in genere possono manifestarsi contemporaneamente in più punti lungo i versanti durante eventi pluviometrici intenso e prolungato nel tempo come è accaduto nel dicembre del 1999 con una forte concentrazione di eventi nei valloni valloni limitrofi Castello e S. Gennaro (Fig. 6.9).



**Figura 6.9.** Vista tridimensionale del V.ne Castello (a sinistra) e del V.ne S. Gennaro (a destra). Evidenziati, in rosso, i fenomeni franosi per colata rapida relativi all'evento del dicembre 1999.

L'individuazione e la ricostruzione dei percorsi compiuti dalle frane di colata rapida durante l'evento alluvionale del 15/16 dicembre 1999 è risultata abbastanza agevole in quanto l'enorme capacità erosiva di questi fenomeni ha lasciato tracce evidenti e facilmente riconoscibili sul territorio, ben documentate con foto aeree, ortofoto e foto di campo dell'epoca o di poco successive.

Nonostante la disponibilità di due raccolte di ortofoto posteriori al 1999 (2004 e 2011), non sono stati individuati, invece, movimenti significativi in atto o avvenuti dopo il 1999. Tuttavia, il rilievo geomorfologico di dettaglio dell'area comunale ha messo in evidenza che, tuttora, sussistono le condizioni predisponenti all'innescio dei fenomeni franosi sia del tipo colata rapida, sia del tipo crollo, sia del tipo scorrimento-colamento.

Per quel che riguarda, poi, il riconoscimento dei fenomeni franosi precedenti al 1999, un grande ostacolo alla loro individuazione è stato determinato dalla presenza del manto boschivo che, in maniera quasi continua, ricopre le pendici dei monti di Cervinara. Dopo un evento franoso, infatti, l'erosione diffusa tende a ricomporre una copertura vulcanoclastica, seppur rimaneggiata, e, data la fertilità dei terreni di origine vulcanica, la vegetazione tende a riprodursi velocemente, talora obliterando anche i più ampi fenomeni franosi già dopo pochi anni dal loro accadimento (Figg. 6.10 e 6.11).



**Figura 6.10.** Vallone Castello. La cicatrice della frana di versante aperto, ripresa dal piede del versante, è attualmente ricoperta da cespugli di ginestre.

Tuttavia, proprio cogliendo le possibili differenze esistenti nella vegetazione, relativamente alla ricrescita, alla tipologia ed alla densità, in molti casi è stato possibile individuare, dalla interpretazione delle foto aeree, le tracce delle frane pregresse, distinguendo le aree interessate dal fenomeno franoso da quelle al contorno.

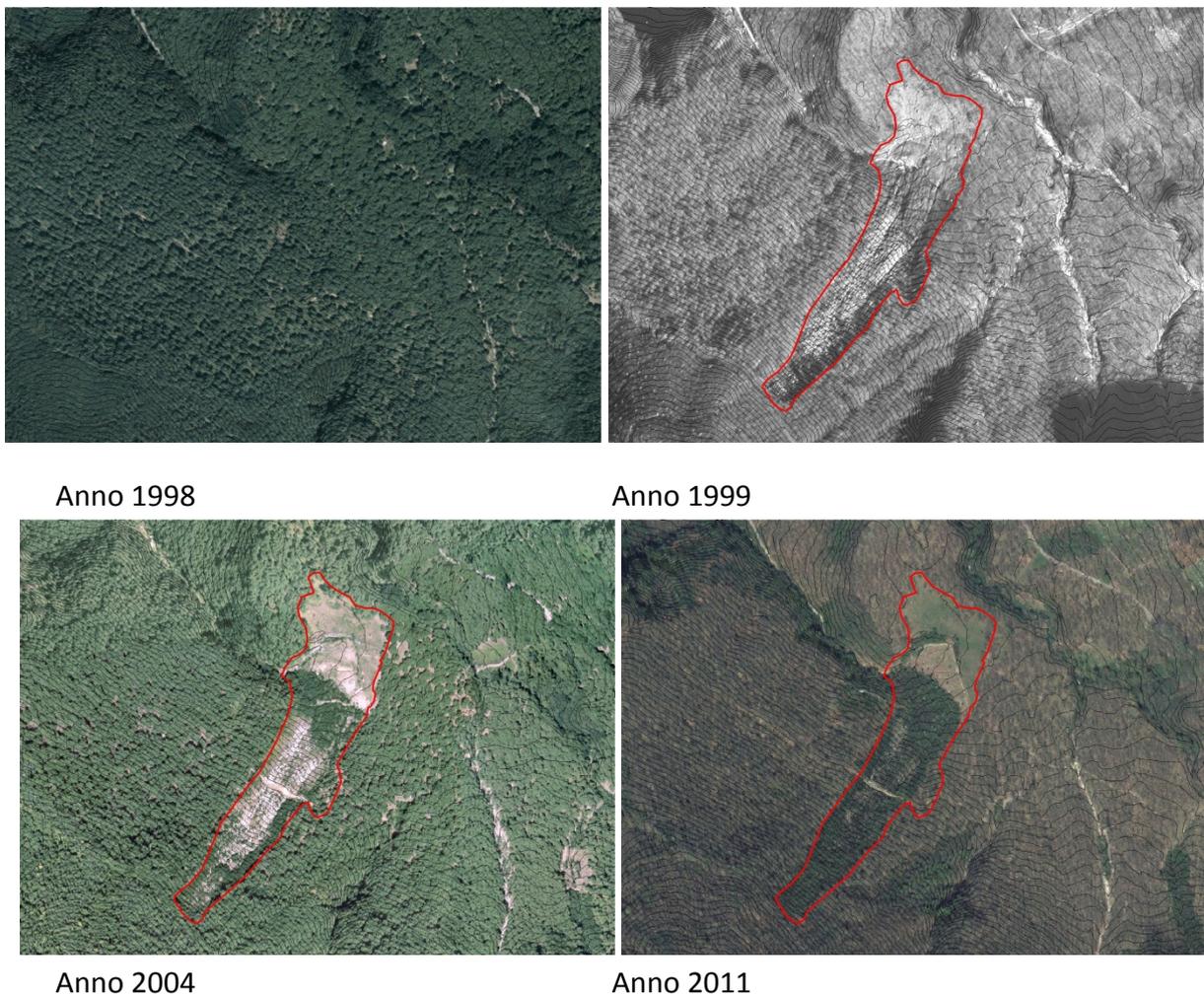
Limitatamente ai fenomeni franosi che hanno interessato i versanti direttamente rivolti sull'area della piana di Cervinara, e relativamente alla loro area di accumulo, un altro contributo importante per la loro individuazione è derivato dai vincoli rappresentati dai dati stratigrafici di trincea in cui, inoltre, i marker crono-stratigrafici più facilmente riconoscibili, rappresentati dall'eruzione di Avellino e di Agnano-Monte Spina, permettono di limitare cronologicamente gli eventuali fenomeni avvenuti nei tratti afferenti ad esse negli ultimi 4.100 anni (Figg. 6-12 e 6.13).

Ovviamente, anche per quel che riguarda gli accumuli e le aree di invasione delle colate rapide, nel caso degli eventi quiescenti è piuttosto difficile non solo distinguerli, ma perfino identificare l'accumulo dovuto al singolo evento franoso rispetto all'intero deposito.

Infatti, studiando le frane del 1999 si è potuto osservare che i singoli eventi hanno prodotto lingue di materiale di ampiezza variabile che, quasi sempre, sono andati ad accumularsi ed a stratificarsi su depositi già esistenti, in forma di talus o di conoide. In altri casi, si è notato che, se dotati di energia e capacità di trasporto sufficiente, i flussi in movimento sono riusciti anche ad erodere parte degli accumuli preesistenti ed a depositare altrove i sedimenti presi in carico.

Dunque, per quel che riguarda la valutazione del run-out delle colate rapide, è stato possibile avere la certezza del perimetro delle aree invase solo quando era ancora evidente e fresca la traccia dell'accumulo, e questo avviene per le frane attivate in tempi recenti.

Nel caso delle frane pregresse, invece, in mancanza di informazioni storiche dettagliate, bisogna inevitabilmente avvalersi delle possibili evidenze morfologiche, delle tracce eventualmente rilevabili sulla vegetazione e dei vincoli rappresentati dai dati di sottosuolo.



**Figura 6.11.** Vallone Castello. Il confronto tra le ortofoto mostra che, a distanza di 13 anni, anche il più ampio tra gli eventi franosi innescatisi nel dicembre 1999 tende ad essere mascherato dalla ricrescita della vegetazione, anche se, attualmente, è ancora ben evidente la differenza tra le tipologie vegetazionali.

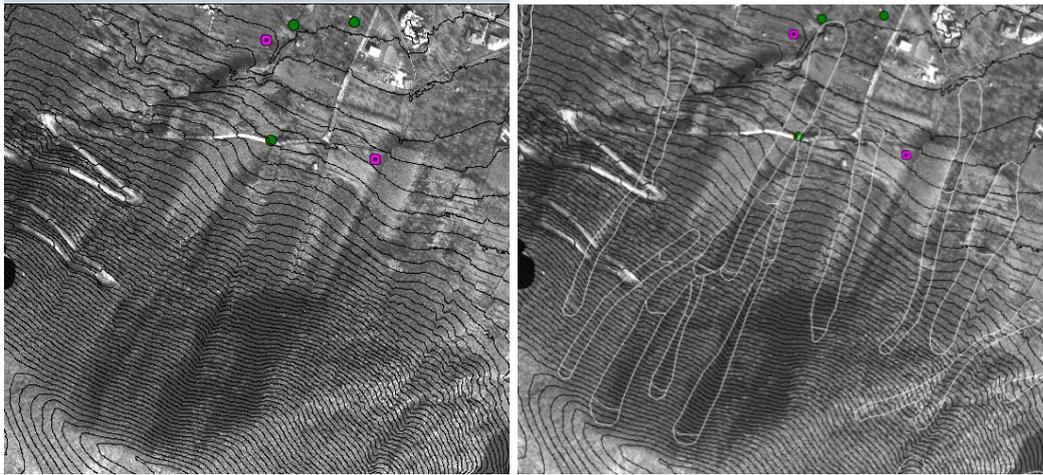


Foto aeree 1999



Ortofoto 2004

**Figura 6.12.** Faccette Pirozza E. La fotointerpretazione per l'individuazione dei fenomeni franosi si è basata anche sul riconoscimento delle possibili impronte lasciate dalle frane, marcate dalla variazioni vegetazionali; sui dati di trincea, la cui posizione è individuata con i pallini viola e verdi; con l'interpretazione delle forme in base alla topografia.

Di conseguenza, in assenza di informazioni affidabili per questo tipo di eventi, un limite di sicurezza nella valutazione del possibile run-out dei fenomeni franosi per colata rapida di fango è definito dalla estensione del talus detritico-colluviale, nel caso delle frane di versante aperto, e dalla individuazione dei depositi delle conoidi detritico-alluvionali, per le frane incanalate. Il talus e le conoidi, infatti, individuano l'insieme della successione degli arrivi dal versante. Arrivi che si diversificano e si stratificano in modo diverso a seconda del diverso agente erosivo che li ha deposti e del diverso clima dominante nel momento in cui si sono deposti.

Ovviamente anche il talus e le conoidi, come le frane, sono vincolate alle conoscenze di campo, alle evidenze geomorfologiche, ai dati di copertura ed ai dati di trincea. Tuttavia, nei casi di assenza di dati certi, il riconoscimento geomorfologico delle grandi forme di accumulo permette, comunque, di avere un quadro generale, magari di maggior cautela, del possibile run-out delle colate rapide.



**Figura 6.13.** Faccette Pirozza E. Dalla foto sono ancora riconoscibili, sul versante, alcune tracce di fenomeni franosi. Al piede del versante, un'evidente variazione di pendenza individua il talus detritico-colluviale, area di recapito per i sedimenti trasportati a valle dai diversi agenti erosivi che hanno operato sul versante.

Per quel che riguarda le altre tipologie di frana, elevata è la presenza dei crolli. Legati all'evoluzione delle pareti carbonatiche fratturate ad alta pendenza, i crolli si concentrano solo in alcuni settori del territorio comunale. In particolare si individuano nei settori di valle dei principali bacini idrografici, in prossimità dello sbocco sulla piana, dove l'approfondimento del reticolo fluviale ha determinato la formazione di tratti in forra. In questi tratti fluviali, i detriti prodotti dai crolli si riversano direttamente sul fondo degli alvei. Nel caso di eventi franosi di grandi dimensioni, gli alvei possono essere ostruiti e possono formarsi delle dighe provvisorie che possono essere rimosse in concomitanza agli eventi alluvionali di maggiore energia (Fig. 6.14).

Di solito, quindi, a causa dello scarso spazio disponibile ed alla buona capacità di rimozione dei detriti da parte delle correnti torrentizie, alla base di questi versanti ad alta pendenza le forme di accumulo per crollo che si conservano sono limitate.

Unica eccezione nella zona è rappresentata dal V.ne Castello, dove la valle è più larga e permette agli accumuli detritici originati dal versante meridionale di M. Pizzone, che caratterizza con le sue pareti acclivi il fianco destro del vallone per buona parte della sua lunghezza, di formare un'ampia falda detritica.

Un'altra tipologia di fenomeni franosi individuati sul territorio, seppur non numerosi, sono gli scorrimenti e gli scorrimenti evolventi in colata lenta. Essi si originano sui terreni del flysch del bacino idrografico di Valle (Arenarie di Caiazzo) (Fig. 6.15), sugli accumuli detritico-colluviali posti alla base dei versanti ed, in genere, sulle coperture spesso sollecitate da fenomeni di scalzamento al piede da parte delle acque torrentizie



a)



b)

**Figura 6.14.** a) V.ne S. Gennaro. Parete carbonatica ad alta pendenza. Visibili alcune cicatrici di crollo. B) V.ne S. Gennaro. Cumulo per crollo all'interno dell'alveo. Il cumulo appare reinciso in destra idrografica.



**Figura 6.15.** Toppa del Marchese – Frana di scorrimento evolvente in colata innescatasi nel flysch. Area di nicchia.

## 6.2. CRITERI PER LA DEFINIZIONE DELLO STATO DI ATTIVITÀ DELLE CONOIDI ALLUVIONALI

### 6.2.1. Stato di attività delle conoidi

Nell'ambito dello studio geomorfologico del territorio comunale di Cervinara, al fine di individuare le aree di invasione, la tipologia, la cronologia e la ricorrenza degli eventi sedimentari si è ritenuto opportuno approfondire le indagini morfo-stratigrafiche nel settore della fascia pedemontana.

Dal punto di vista geomorfologico la fascia pedemontana presenta una morfologia concavo-convessa conferita dalla molteplicità e dalla complessità dei processi che in coalescenza occorrono o sono occorsi al suo interno. Costituisce infatti il luogo dove si verificano sia processi erosivi da parte delle acque incanalate e non, sia di deposizione per l'azione dei processi fluvio-gravitativi.

Le forme di erosione sono costituite dagli alvei, generalmente da poco a per niente incisi a causa della dinamica dei corsi d'acqua torrentizi, il cui grado di incisione tende a decrementare da monte verso valle. Le forme di accumulo risultano predominanti e sono composte da corpi sedimentari detritico-colluviali, cumuli di frana e di conoide alluvionale. I conoide detritico-colluviali ed i cumuli di frana si rinvengono nei pressi dei versanti, ai piedi delle faccette triangolari dove vanno a costituire delle falde più o meno continue (coalescenti) frutto del denudamento dei versanti delle loro coperture eluvio colluviali (par. 6.2.2).

Le conoidi alluvionali si sviluppano allo sbocco dei torrenti con la pianura e rappresentano corpi multipli ed anastomizzati che si compongono di diverse generazioni sovrapposte (*sensu* Bull, 1968) con la tipica morfologia a ventaglio (Fig. 6.16), formatosi nel tempo per effetto della deposizione di sedimenti clastici (erosi e trasportati dall'interno del bacino verso la fascia pedemontana) ad opera del corso d'acqua. Frequentemente sono individuabili corpi di conoidi affiancati dovuti alla coalescenza di diversi corsi d'acqua che li generano.

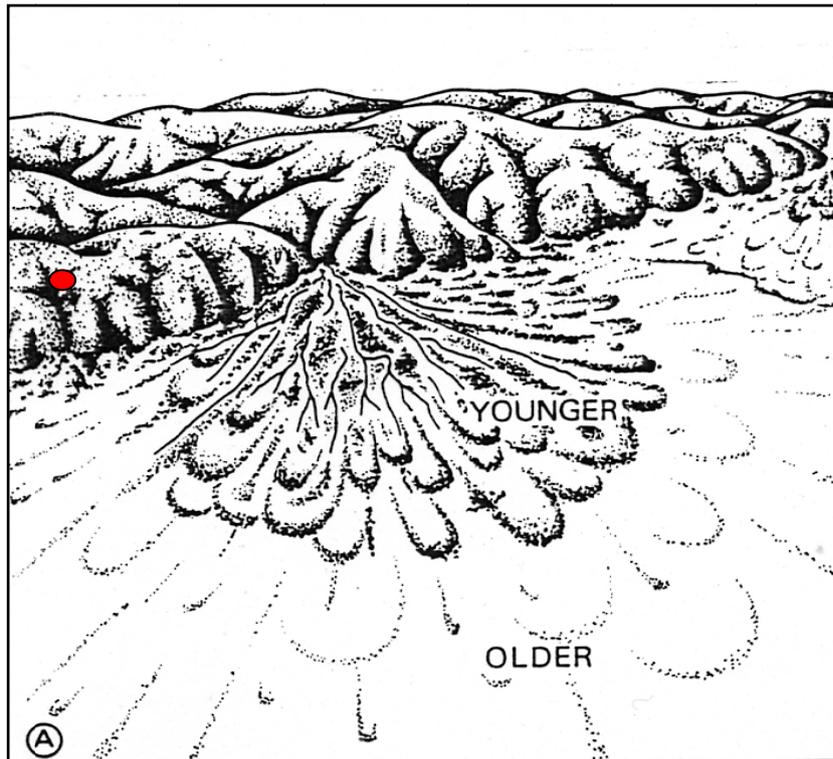
Gli apici topografici (*sensu* Drew 1873) sono posizionati allo sbocco dei versanti, e corrispondono a quelli idrografici (*sensu* Bull, 1968 o punto di intersezione *sensu* Hooke, 1967; Wasson 1974). Le pendenze medie tendono a diminuire da monte verso valle passando da 8° fino ad un minimo di 1°.

La deposizione è da imputarsi principalmente a due fattori:

- la perdita improvvisa di confinamento laterale dell'alveo allo sbocco della valle;
- la brusca variazione di pendenza al passaggio con la piana del corso di acqua che, perdendo energia, è costretto ad una forte perdita di carico solido.

I ritmi e la distribuzione della deposizione sulla superficie della conoide sono variate notevolmente nel tempo e nello spazio, durante l'Olocene, determinando zone attive e inattive. Nei settori dove la conoide è attiva i flussi e i relativi depositi possono assumere tipologia molto differenti in funzione del carico solido trasportato e della velocità dei flussi che può essere anche alta.

In questo studio per la definizione dello stato di attività si è fatto riferimento ai suggerimenti proposti in FEMA (2000) (Guidelines for determining flood hazards on alluvial fans. Federal Emergency Management Agency). In particolare, il termine attivo è riferito a quei conoidi o parte di essi dove i relativi processi formativi sono ancora presenti, anche se solo in forma intermittente. Nella zona attiva si esplicano, o sono altamente probabili fenomeni di inondazione, di colate detritiche, di erosione, trasporto e risedimentazione. In questo settore in genere il canale o i canali distributori presentano un basso grado di incisione, tale per cui sono molto probabili fenomeni di diversione.



**Figura 6.16.** Schema di conoidi sovrapposti (Bull, 1977). Il cerchio rosso indica l'apice topografico che coincide con l'apice idrografico.

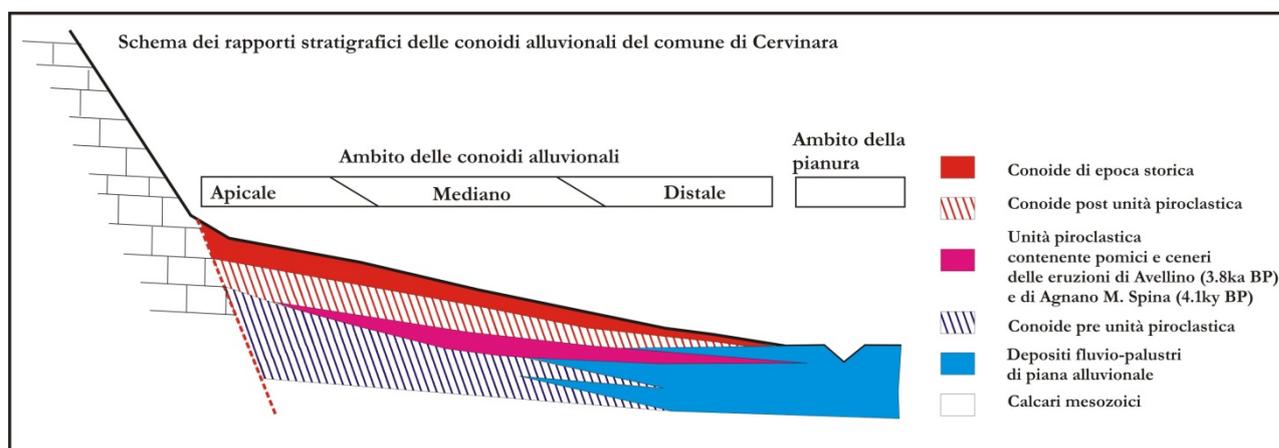
Si intende inattivo un conoide o una parte di esso quando la sua superficie deposizionale risulta sospesa per effetto della incisione del canale distributore il quale risulta confinato e non più mobile. Pertanto la superficie del conoide risulta terrazzata al punto che i processi formativi lungo tale superficie non sono più attivi. Nelle aree di conoide inattiva dunque il grado di terrazzamento ad opera del canale principale esclude la possibilità che processi di erosione, trasporto e sedimentazione avvengano per effetto del transito di flussi provenienti dal bacino. Sono tuttavia possibili fenomenologie di erosione, trasporto e sedimentazione di esigua entità legate al solo deflusso delle acque di afflusso meteorico sulla superficie stessa del conoide inattivo.

Nel territorio di Cervinara le conoidi hanno un bassissimo o addirittura nullo grado di reincisione e molto spesso le diverse generazioni risultano sovrapposte. Ne consegue che da un punto di vista geomorfologico è difficile individuare settori inattivi di esse. Pertanto sono da ritenersi in stato di attività o al massimo stato di quiescenza. Inoltre grazie alla presenza di

indicatori cronologici, quali tephra e materiali archeologici diagnostici all'interno delle successioni stratigrafiche della fascia pedemontana, è possibile ritenere che le conoidi o porzioni di esse sono attive in quanto in gran parte costruitesi durante l'Olocene e in particolare per buona parte di esse in epoca storica. Per tal motivo nell'ambito della conoide attiva si è distinta una porzione attiva s.s. da una quiescente nel cui ambito non vengono riconosciuti indicatori di attività su base geoarcheologica. Tale differenziazione è stata resa possibile grazie allo studio stratigrafico e delle facies sedimentarie dei livelli affioranti in 20 nuove trincee e in circa 90 trincee pregresse (vedi Par. 6.2.2).

Le informazioni cronologiche fornite dal rinvenimento di materiali ceramici datanti e di livelli piroclastici noti (eruzioni di Mercato-Ottaviano -9.0 ka BP-, Agnano M. Spina -4.4 ka BP-, Avellino - 3.8 ka BP-) ha permesso di collocare nel tempo gli eventi sedimentari riconosciuti.

Per tali motivi i settori delle conoidi con trincee dove gli eventi sedimentari contengono materiali ceramici diagnostici di età storica sono state interpretate come attive, mentre quelle che presentavano eventi sedimentari più antichi successivi ai prodotti di Avellino e che non contenevano materiali archeologici sono state interpretate come quiescenti (Fig. 6.17).



**Figura 6.17.** Schema dei rapporti stratigrafici dell'ambito delle conoidi alluvionali e della piana alluvionale di Cervinara.

Alla luce di tale considerazioni l'integrazione dei dati geomorfologici e dei dati stratigrafici ha permesso di suddividere il corpo deposizionale della conoide in settori (apicale, mediano e prossimale) (Fig. 6.17), ognuno dei quali caratterizzato da specifici processi sedimentari (per la caratterizzazione dei depositi di conoide e delle facies riscontrate, si veda il Par. 6.2.2).

Inoltre si sono presi in esame anche i settori della fascia pedemontana che non mostravano forme riferibili alle conoidi, come i settori che intercorrono tra due conoidi (ambito di interconoide), i settori di pianura (ambito di piana alluvionale), i settori pedemontani (ambito di falda detritico-colluviale), rispettivamente per valutare le coalescenze tra i vari corpi deposizionali, le aree di invasione degli eventi deposizionali più distali e la presenza di fenomeni franosi che potenzialmente hanno potuto influenzare la deposizione fluvio-gravitativa (vedasi Carta Geomorfologica della fascia pedemontana e del fondovalle di Fig. 6.40).

### **6.2.2. Stratigrafia dei depositi di conoide e del fondovalle**

Le nuove trincee, realizzate ad hoc nell'ambito di questo studio, di dimensioni di circa 2x3 m e profonde mediamente circa 2,5 m, sono state ubicate in aree strategiche del territorio comunale, individuate mediante un preliminare studio geomorfologico e geologico di superficie e di reinterpretazione delle indagini pregresse disponibili.

I livelli affioranti nelle trincee sono stati oggetto di un approfondito studio stratigrafico, volto a mettere in risalto le caratteristiche tessiturali dei depositi rinvenuti e delle relative facies sedimentarie. Tale approccio stratigrafico, basato sull'individuazione delle unità stratigrafiche a limiti inconformi (Unità U.B.S.U., Unconformity Boundary Stratigraphic Units, sensu Salvador, 1994 e Tucker, 2011) ha consentito di riconoscere le principali lithofacies associabili a differenti meccanismi deposizionali.

L'inquadramento cronologico delle lithofacies e degli eventi deposizionali è stato reso possibile solo in alcune delle stratigrafie analizzate, grazie al riconoscimento di livelli piroclastici noti (tephra) ed al rinvenimento di materiali ceramici archeologici.

Tutte le informazioni archaeo-tephro-stratigrafiche sono state riportate in apposite schede riepilogative (Figg. 6.18-37) dove sono state evidenziate l'ubicazione su stralcio topografico a scala 1:5.000, l'orientamento e le dimensioni delle trincee, lo schema dei rapporti stratigrafici (matrix), la descrizione delle lithofacies riconosciute, l'analisi delle facies sedimentarie (*sensu* Miall, 1977 e Zanchetta et al. 2004), le indicazioni cronologiche, oltre alle foto più significative della stratigrafia in generale ed in particolare.

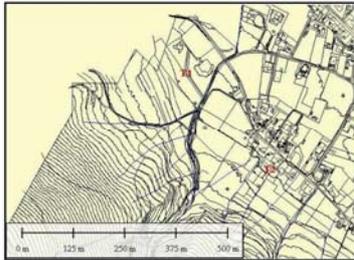
Le stratigrafie delle 90 trincee pregresse sono state reinterpretate, mettendo in risalto i meccanismi deposizionali dei livelli descritti e la loro cronologia.

## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trincea: **T01**

Ubicazione: **CERVINARA**



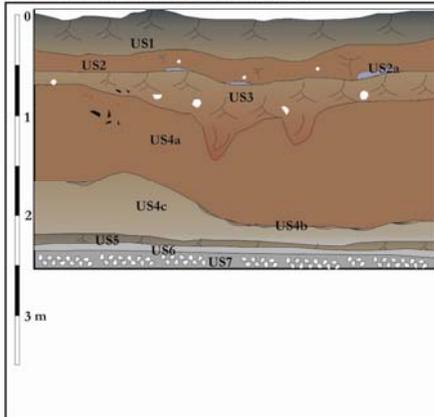
Bacino idrografico: **VALLONE PIROZZA**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



### Sezione schematica (Matrix)



### Descrizione lithofacies

- US1:** Sabbie limose, bruno scuro, soffici e con numerosi apparati radicali. **SUOLO ATTUALE**
- US2:** Sabbie limose, bruno-marrone, con elementi ghiaiosi carbonatici sub-centimetrici. Presenza di sostanza organica e di elementi pomice e cineritici. Alla base lenti centimetriche di cinerite grigiastra (**US2a**). Strato bioturbato. **COLLUVIONI**
- US3:** Sabbie limose, bruno-marrone, con elementi ghiaiosi carbonatici, sub-arrotondati e spigolosi, eterometrici fino a 5 cm ed elementi pomice. Presenza di resti di carboni. Strato caoticizzato e bioturbato. Nella parte centrale presenza di vuoti lasciati da apparati radicali decomposti. **SUOLO SEPOLTO**
- US4:** Sabbie e ghiaie vulcanoclastiche (pomice e litici in prevalenza dell'eruzione di Avellino -**US4c**-) in matrice limo-sabbiosa fine. Presenza di resti di carboni e frammenti ceramici. A luoghi presenza di alternanze di lenti di pomice sub-centimetriche, clasto-sostenute e di livelli vulcanoclastici a matrice limosa (**US4b**). **COLLUVIONI**
- US5:** Sabbie limose, marrone al top e grigiastre in basso, con frazione vulcanoclastica dell'eruzione di Avellino. **PALEOSUOLO TRONCATO**
- US6:** Cinerite grigiastra pedogenizzata con rari elementi pomice e litici dell'eruzione di Avellino. **AVELLINO TEPHRA**
- US7:** Pomice biancastre e grigiastre, eterometriche fino a 5 cm da sub-arrotondate a sub-angolari, clasto-sostenute e con rari litici grigiastri e nerastri. **FALL DISTALE DELL'ERUZIONE DI AVELLINO**

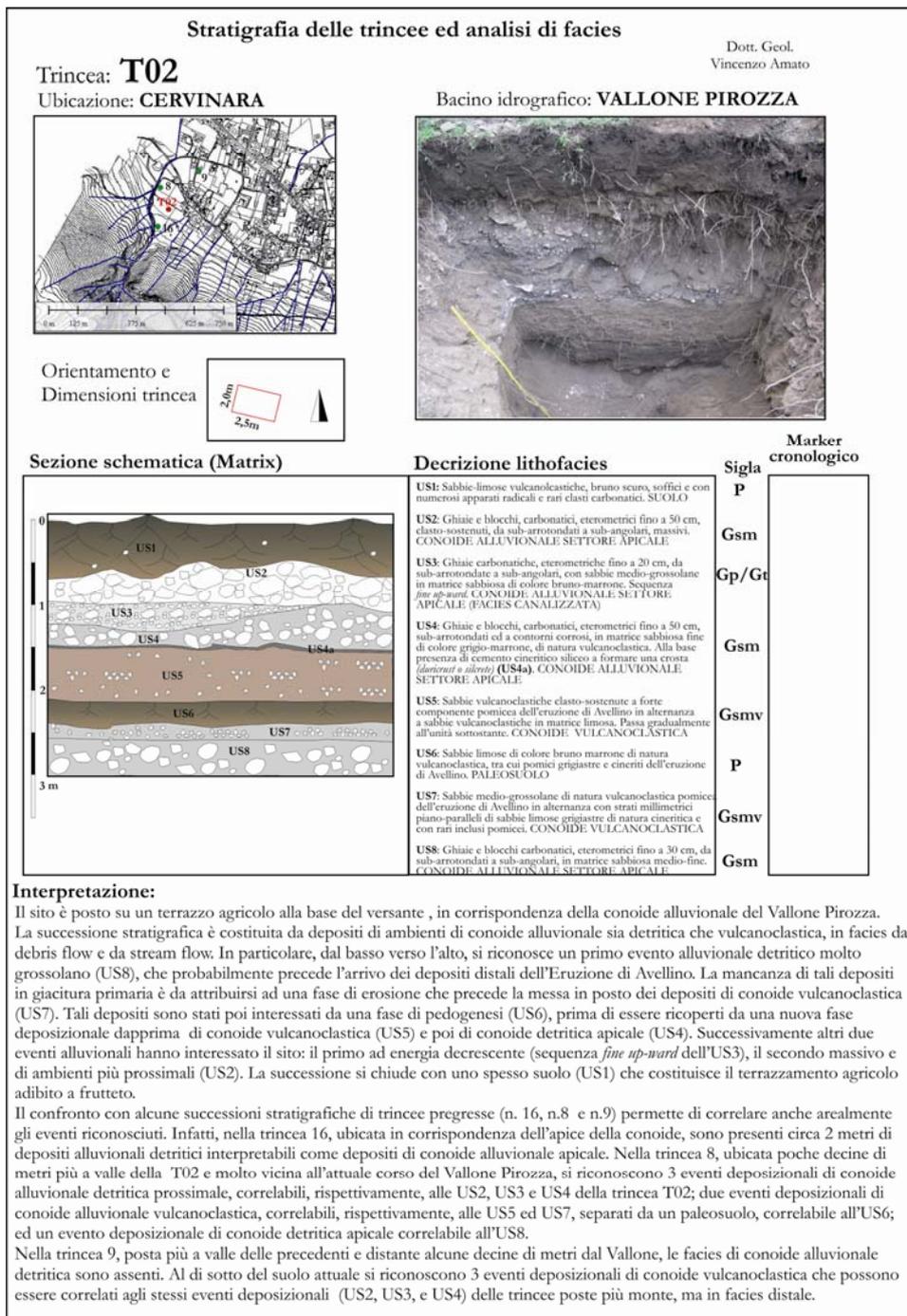
### Marker cronologico

Stratigrafia	Marker cronologico
P	
b2	
P	
b2	Frammenti ceramici moderni
P	
Tav	AVELLINO TEPHRA 3.800 ANNI FA

### Interpretazione:

Il sito, posto su un terrazzo agricolo alla base del versante, a valle di una forma leggermente concava, dopo la deposizione dei prodotti distali dell'eruzione di Avellino (US7 e US 6), risulta essere stato interessato dapprima da pedogenesi (US5) e successivamente da una fase erosiva che ha preceduto la messa in posto di 2 eventi di colluvioni vulcanoclastiche (US4a e US4c), separate da una leggera fase erosiva (prevalentemente per rill erosion -US4b-). La presenza di materiali ceramici rinascimentali permette di ascrivere tali eventi all'epoca moderna. Dopo un periodo di pedogenesi (US3), un altro evento colluvionale (US2), di entità minore, ha interessato il sito, prima che gli interventi di sistemazione agricola del versante (terrazzamento) hanno permesso una nuova fase di pedogenesi (US1).

**Figura 6.18.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T01.



**Figura 6.19.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T012.

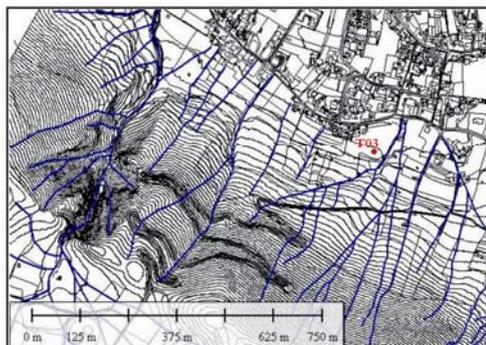
## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

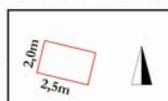
Trincea: **T03**

Ubicazione: **CERVINARA**

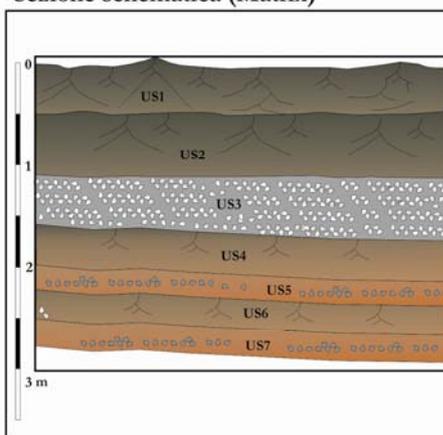
Settore interbacino: **FACCETTE PIROZZA**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

**US1:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno scuro, soffice e con numerosi apparati radicali. Alla base presenza di sabbie vulcanoclastiche fortemente bioturbate dalle radici e da rimescolamenti antropici. SUOLO SU RIPORTI

**US2:** Sabbie limose vulcanoclastiche, bruno scuro, con numerosi apparati radicali ed elementi pomice dell'eruzione di Avellino che tendono ad aumentare verso il basso. SUOLO SEPOLTO

**US3:** Pomice biancastre e grigiastre, eterometriche fino a 5 cm, da sub-arrotondate a sub-angolari, clasto-sostenute. Vero l'alto presenza di matrice sabbiosa limosa di colore bruno dello strato sovrastante. FALL VULCANICO DISTALE DELL'ERUZIONE DI AVELLINO

**US4:** Sabbie limose di colore bruno scuro, soffice, a forte componente vulcanoclastica di colore bruno-arancio. PALEOSUOLO

**US5:** Pomice grigio-giallastro, eterometriche fino a 2 cm, da arrotondate a sub-arrotondate, fortemente alterate ed argillificate in matrice cineritica di colore bruno-arancio. FALL VULCANICO DISTALE DELL'ERUZIONE DI AGNANO M. SPINA, PEDOGENIZZATO

**US6:** Sabbie limose di colore bruno scuro, soffice, a forte componente vulcanoclastica di colore bruno-arancio. PALEOSUOLO

**US7:** Sabbie limose di colore bruno-arancio, soffice, a forte componente pomice di colore grigio-biancastro e cineritica di colore arancio dell'eruzione vesuviana di Mercato-Ottaviano

Marker  
cronologico

Sigla	Marker cronologico
P	
P	
Tav	<b>AVELLINO TEPHRA 3.800 ANNI FA</b>
P	
Tams	<b>AGNANO M. SPINA TEPHRA 4.100 ANNI FA</b>
P	
Tmo	

### Interpretazione:

Il sito, posto alla base del versante su un terrazzo agricolo adibito a frutteto, pochi metri a valle dell'Acquedotto, presenta una successione stratigrafica caratterizzata dalla deposizione dei prodotti distali delle eruzioni di Avellino (US3), di Agnano M. Spina (US5) e di Mercato-Ottaviano (US7), intervallate da varie fasi di pedogenesi dei prodotti vulcanici (US2, US4 e US6), senza fasi erosive importanti. Tale successione testimonia che il sito è stato soggetto prevalentemente a regimi biostatici per tutto l'Olocene.

**Figura 6.20.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T03.

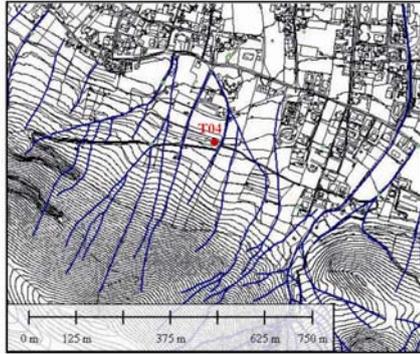
## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

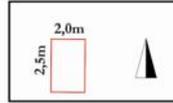
Trincea: **T04**

Ubicazione: **CERVINARA**

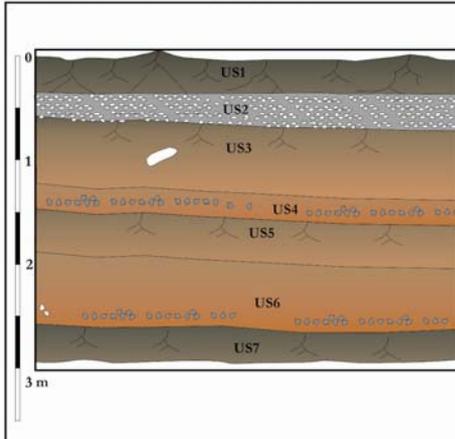
Settore interbacino: **FACCETTE PIROZZA**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



### Sezione schematica (Matrix)



### Descrizione lithofacies

- US1:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno scuro, soffici e con numerosi apparati radicali. **SUOLO ATTUALE.**
- US2:** Pomice biancastre e grigiastre, eterometriche fino a 5 cm, da sub-arrotondate a sub-angolari, clasto-sostenute. Verso l'alto presenza di matrice sabbiosa limosa di colore bruno-arancio. Presenza di un elasto carbonatico arrotondato. **PALEOSUOLO**
- US3:** Sabbie limose di colore bruno scuro, soffici, a forte componente vulcanoclastica di colore bruno-arancio. Presenza di un elasto carbonatico arrotondato. **PALEOSUOLO**
- US4:** Pomice grigio-giallastre, eterometriche fino a 3 cm, da arrotondate a sub-arrotondate, fortemente alterate ed argillificate in matrice cineritica di colore bruno-arancio. **FALLI VULCANICI DISTALE DELL'ERUZIONE DI AGNANO M. SPINA, PEDOGENIZZATO**
- US5:** Sabbie limose di colore bruno marrone, soffici, a forte componente vulcanoclastica di colore bruno-arancio. **PALEOSUOLO**
- US6:** Sabbie limose di colore bruno-arancio, soffici, a forte componente pomicea di colore grigio-biancastro (eterometriche fino a 3 cm, arrotondate) e cineritica di colore arancio dell'eruzione vesuviana di Mercato-Ottaviano. **PIROCLASTITI DI MERCATO PEDOGENIZZATE**
- US7:** Sabbie limose di colore marrone-vinaccia, compatte, a forte componente pomicea di colore biancastro (eterometriche fino a 2 cm, arrotondate) e cineritica di colore grigiastro. **PIROCLASTITI PEDOGENIZZATE**

### Marker cronologico

Sigla	Marker cronologico
P	
Tav	<b>AVELLINO TEPHRA</b> 3.800 ANNI FA
P	
Tams	<b>AGNANO M. SPINA TEPHRA</b> 4.100 ANNI FA
P	
Tmo	
P	

### Interpretazione:

Il sito, posto alla base del versante su un terrazzo agricolo adibito a frutteto, presenta una successione stratigrafica caratterizzata dalla deposizione dei prodotti distali delle eruzioni di Avellino (US2), di Agnano M. Spina (US4), di Mercato-Ottaviano (US6), intervallate da varie fasi di pedogenesi dei prodotti vulcanici (US3, US5), senza fasi erosive importanti. Tale successione testimonia che il sito è stato soggetto prevalentemente a regimi biostatici per tutto l'Olocene.

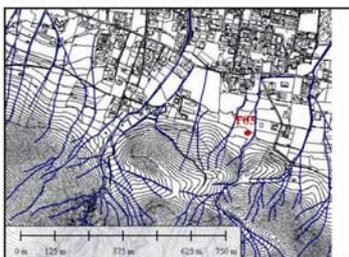
**Figura 6.21.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T04.

## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trinca: **T05**

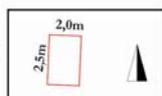
Ubicazione: **CERVINARA**



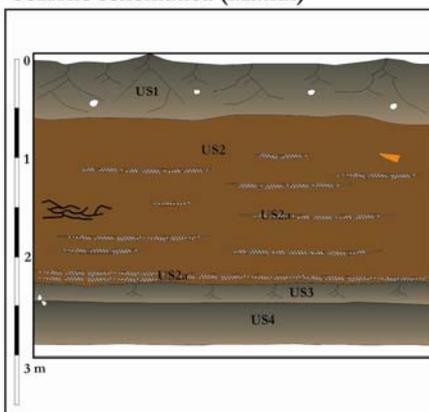
Bacino idrografico: **TORRENTE RENAZZO**



Orientamento e  
Dimensioni trinca



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

**US1:** Sabbie limose di colore bruno-scuro, soffici, a forte componente vulcanoclastica e con rari clasti carbonatici centimetrici arrotondati. **SUOLO ATTUALE.**

**US2:** Sabbie medio-grossolane vulcanoclastiche in matrice sabbiosa fine e limosa di colore marrone, con lenti e sacche di di pomice sub-centimetriche, da arrotondate a sub-arrotondate, che si concentrano nella parte bassa dello strato (US2a), in prevalenza dell'eruzione di Avellino. Presenza di frammenti ceramici moderni e resti di sostanze organiche combuste. **CONGOIDE VULCANOCLASTICA -FACIES CANALIZZATA-**

**US3:** Sabbie limose di colore bruno-marrone con abbondante contenuto vulcanoclastico pomiceo e cineritico. **PALEOSUOLO TRONCATO**

**US4:** Sabbie vulcanoclastiche di colore grigiastro con elementi pomice grigiastri e biancastri, sub-centimetrici ed arrotondati, prevalenza di pomice dell'eruzione di Avellino. **COLLUVIONI VULCANOCLASTICHE**

Marker  
cronologico

Sigla

P

Sh/Sm

Frammenti  
ceramici  
moderni

P

Sh/Sm

### Interpretazione:

Il sito, posto su un terrazzamento agricolo, alla base del versante, in corrispondenza del Torrente Renazzo, presenta una successione stratigrafica, che al di sotto del suolo attuale (US1), è costituita da una spessa coltre colluvionale (US2) di natura vulcanoclastica, punteggiata da numerosi rills riempiti da pomice dell'eruzione di Avellino (US2a), che verso la base sono particolarmente diffuse. La presenza di materiali ceramici moderni consente di attribuire a questa unità un'età molto recente. Tale unità poggia in discontinuità per erosione su un paleosuolo troncato (US3), sviluppatosi a partire da colluvioni vulcanoclastiche (US4), che contengono ancora le pomice dell'eruzione di Avellino. Pertanto anche questa ultima unità potrebbe essersi deposta piuttosto recentemente.

Anche la successione stratigrafica di una trinca pregressa (n.57), posta poche decine di metri più a valle, è punteggiata da una serie di eventi aggradativi per colluvionamenti, localmente canalizzati, di età molto recente e quindi correlabili con quelli riconosciuti nella trinca T05.

**Figura 6.22.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trinca T05.

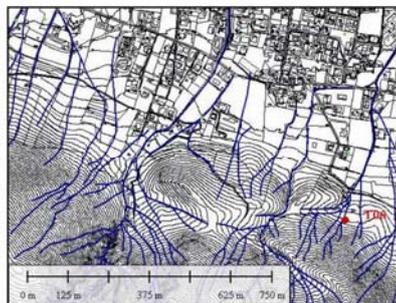
## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

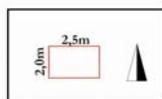
Trinca: **T06**

Ubicazione: **CERVINARA**

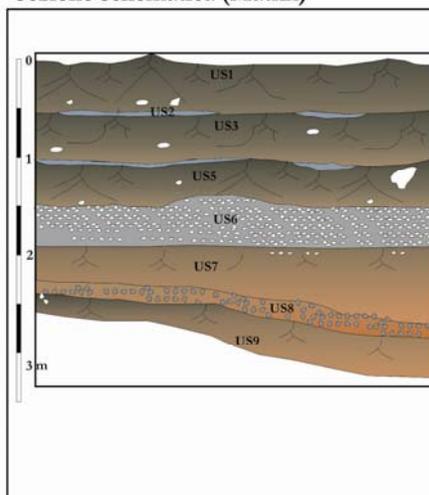
Settore interbacino: **FACCETTE REMESCUSO**



Orientamento e  
Dimensioni trinca



### Sezione schematica (Matrix)



### Descrizione lithofacies

**US1:** Sabbie medie vulcanoclastiche, bruno scuro, soffici e con numerosi apparati radicali e rare ghiaie carbonatiche centimetriche. **SUOLO**

**US2:** Cinerite grigiastro con rare pomici millimetriche di colore grigiastro, arrotondate ed alterate. **CINERITE STORICA**

**US3:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno marrone, soffici, con numerosi apparati radicali e rare ghiaie carbonatiche centimetriche. **SUOLO SEPOLTO**

**US4:** Cinerite grossolana grigiastro con pomici millimetriche di colore grigiastro, arrotondate ed alterate. **CINERITE STORICA**

**US5:** Sabbie medio-grossolane vulcanoclastiche, bruno marrone soffici, con numerosi apparati radicali e rare ghiaie carbonatiche centimetriche. Presenza di abbondanti pomici grigiastre e biancastre eterometriche fino a 3 cm, da arrotondate a angolari. **SUOLO SEPOLTO**

**US6:** Pomici biancastre e grigiastre, eterometriche fino a 5 cm, da sub-arrotondate a sub-angolari, elasto-sostenute. Verso l'alto presenza di matrice sabbiosa limosa di colore bruno dello strato sovrastante. **FALL VULCANICO DISTALE DELL'ERUZIONE DI AVELLINO**

**US7:** Sabbie limose di colore bruno marrone, a forte componente vulcanoclastica di colore bruno-arancio. **PALEOSUOLO**

**US8:** Pomici grigio-giallastro, eterometriche fino a 2 cm, da arrotondate a sub-arrotondate, fortemente alterate ed argillificate in matrice cineritica di colore bruno-arancio. **FALL VULCANICO DISTALE DELL'ERUZIONE DI AGNANO M. SPINA PEDOGENIZZATO**

**US9:** Sabbie limose di colore bruno marrone, a forte componente vulcanoclastica di colore bruno-arancio. **PALEOSUOLO**

### Marker cronologico

Sigla	Marker cronologico
P	
T	
P	
T	
P	
Tav	<b>AVELLINO TEPHRA</b> 3.800 ANNI FA
P	
Tams	<b>AGNANO M. SPINA TEPHRA</b> 4.100 ANNI FA
P	

### Interpretazione:

Il sito, posto alla base del versante su un terrazzo agricolo adibito a castagneto, presenta una successione stratigrafica caratterizzata dalla deposizione dei prodotti distali delle eruzioni di Avellino (US6), di Agnano M. Spina (US8), intervallate da varie fasi di pedogenesi dei prodotti vulcanici (US5, US7 e US9), senza fasi erosive importanti. Verso l'alto presenza di due livelli cineritici (US2 e US4) riferibili ad eruzioni storiche o a rimaneggiamenti colluviali dell'eruzione di Avellino. Tale successione testimonia che il sito è stato soggetto prevalentemente a regimi biostatici per tutto l'Olocene.

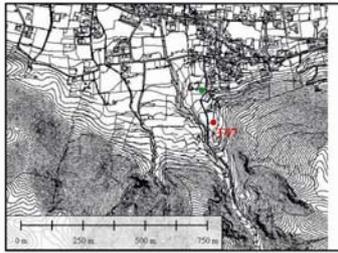
**Figura 6.23.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trinca T06.

## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trinca: **T07**

Ubicazione: **CERVINARA**



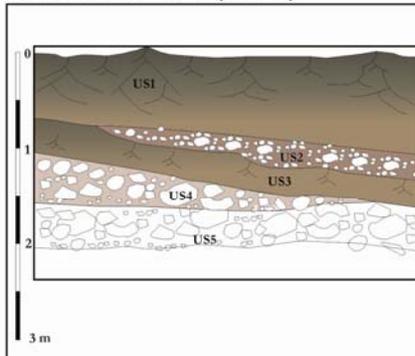
Bacino idrografico: **Vallone S. Gennaro**



Orientamento e  
Dimensioni trinca



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

**US1:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno scuro, soffici e con numerosi apparati radicali e rari clasti carbonatici. Presenza di abbondanti pomici centimetriche biancastre e grigiastre da arrotondate a sub-angolari. Bioturbazioni evidenti. SUOLO

**US2:** Ghiaie carbonatiche eterometriche fino a 10 cm, da sub-angolari a spigolose, massive, in matrice sabbiosa medio-grossolana vulcanoclastica e carbonatica. FALDA DETRITICO-COLLUVIALE

**US3:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno scuro, con rari clasti carbonatici. Presenza di abbondanti pomici centimetriche biancastre e grigiastre dell'eruzione di Avellino, da arrotondate a sub-angolari, che tendono ad aumentare verso il basso. Bioturbazioni evidenti. SUOLO SEPOLTO

**US4:** Ghiaie, carbonatiche, eterometriche fino a 50 cm, da sub-arrotondate ad arrotondate, in matrice sabbiosa medio-grossolana prevalentemente carbonatica e subordinatamente vulcanoclastica. La matrice si concentra in lenti e sacche discontinue. CONOIDE ALLUVIONALE SETTORE APICALE

**US5:** Ghiaie e blocchi, carbonatici, eterometrici fino a 50 cm, da sub-arrotondati a sub-angolari, prevalentemente clasto-sostenute e subordinatamente in matrice sabbiosa grossolana di colore grigiastro scuro, sia carbonatica che vulcanoclastica. CONOIDE ALLUVIONALE APICALE

Marker  
cronologico

Sigla

P

a3

P

Gsm

Gsm

### Interpretazione:

Il sito è posto su un terrazzo antropico, adibito a castagneto, alla base del versante, in corrispondenza del fianco destro dell'apice topografico della conoide alluvionale del Vallone S. Gennaro. La successione stratigrafica mostra che al di sotto del suolo attuale (US1), è presente uno strato di 20 cm (US2) interpretabile come falda detritico-colluviale, legata alla produttività del versante carbonatico e dalle coperture vulcanoclastiche ivi presenti. La presenza di elementi pomice dell'eruzione di Avellino nella matrice, ne testimonia una età successiva ai 3800 anni fa. Lo strato copre in continuità stratigrafica un suolo sepolto (US3) anch'esso contenente pomice dell'eruzione di Avellino e pertanto essere formato in un periodo con condizioni biostatiche, successivo ai 3800 anni fa. Il suolo infatti sembra essersi formato a partire dai prodotti di questa eruzione, che, anche se non sono apparsi in giacitura primaria, sono molto abbondanti nella parte bassa del suolo. Più in basso, in chiara discordanza, sono presenti invece i depositi ghiaiosi della conoide alluvionale del Vallone S. Gennaro. Si riconoscono due unità differenti: una prima, superiore (US4), più massiva e a matrice-sostenuta che potrebbe essere legata a una deposizione laterale del vallone, ed una seconda, basale (US5), clasto-sostenuta, che rappresenta una tipica deposizione in ambiente di conoide apicale. Tali deposizioni sono certamente avvenute in un periodo precedente la messa in posto dei prodotti distali dell'eruzione di Avellino. La successione stratigrafica di una trinca pregressa (n. 67), posta poche decine di metri più valle, mostra che al di sotto del suolo attuale è presente una spessa successione ghiaiosa grossolana interpretabile come deposito di conoide alluvionale sia di settore apicale che mediano, che in alcuni livelli presentano una matrice vulcanoclastica dell'eruzione di Avellino, e pertanto di età successiva ai 3800 anni fa. La mancata correlazione cronologica tra le deiezioni riconosciute nella T07 e nella n.67, permette di ipotizzare una migrazione verso valle dell'apice idrografico della conoide, e, pertanto, ipotizzare che il Vallone S. Gennaro presenta più generazioni di conoidi, l'una incastrata nelle altre, ad età decrescente da monte verso valle.

**Figura 6.24.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trinca T07.

## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trinca: **T08**

Ubicazione: **CERVINARA**

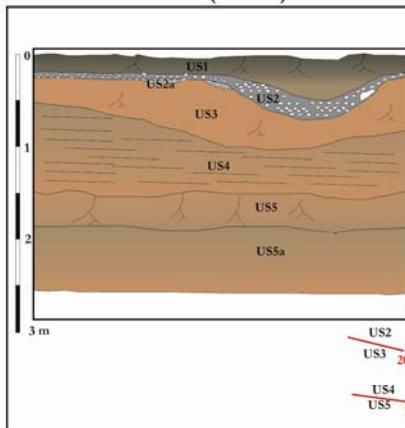
Settore interbacino: **FACCETTE 2 S.GENNARO**



Orientamento e  
Dimensioni trinca



### Sezione schematica (Matrix)



### Descrizione lithofacies

**US1:** Sabbie limose vulcanoclastiche, bruno scuro, soffici, ricche di sostanza organica e con numerosi apparati radicali. Presenza di abbondanti pomici centimetriche biancastre e grigiastre da arrotondate a sub-angolari. Bioturbazioni evidenti. SUOLO ATTUALE.

**US2:** Pomici biancastre e grigiastre, eterometriche fino a 2 cm, da sub-arrotondate a sub-angolari, in matrice cineritica di colore grigiastro. Lo strato mantella paleomorfologie ondulate ed articolate. Alla base presenza di lenti e sacche di pomici elastosostenute (US 2a) dell'eruzione di Avellino. Nella sezione ortogonale il passaggio allo strato sottostante è marcato da una superficie di erosione inclinata di circa 20° verso valle. PRODOTTI DELL'ERUZIONE DI AVELLINO IN GIACITURA SECONDARIA

**US3:** Sabbie vulcanoclastiche di colore marrone scuro ricche di pomici giallastre, sub-centimetriche, da arrotondate a sub-arrotondate, dell'eruzione di Agnano M. Spina. Presenza di sostanza organica diffusa e di apparati radicali secondari. PALEOSUOLO TRONCATO IMPOSTATO SULLE PIROCLASTITI DI AGNANO M. SPINA

**US4:** Sabbie limose di colore grigio-marrone, soffici, con laminazioni piano-parallele discontinue, a forte componente vulcanoclastica pomica e cineritica. La frazione limosa grigio-scuro tende ad aumentare verso il basso. Nella sezione ortogonale il passaggio allo strato successivo presenta una superficie inclinata di circa 8° verso valle. COLLUVIONI VULCANOCLASTICHE

**US5:** Sabbie limose di colore grigio-marrone, compatte, a struttura prismatico-poliédrica, con abbondante sostanza organica limosa e diffusa, che passano gradualmente a limi argillosi debolmente sabbiosi molto compatti (US5a). PALEOSUOLO

Marker  
cronologico

Sigla	Marker cronologico
P	
a3	
P	
b2	
Tmo	
P	

### Interpretazione:

Il sito, posto su uno stretto terrazzo antropico adibito a castagneto e frutteto, alla base del versante, presenta una successione stratigrafica, che, al di sotto di un sottile strato di suolo (US1), è costituita dalle pomici dell'eruzione di Avellino in giacitura secondaria (US2 e US 2a) che mantellano e riempiono paleomorfologie erosionali. da gully erosion. Si intuisce che prima della regolarizzazione del versante (terrazzamenti) le pendenze erano più elevate (circa 20°) e che sia sin che post deposizione dei prodotti dell'eruzione di Avellino il versante è stato interessato prevalentemente da azioni erosive, che hanno in più punti troncato superiormente il paleosuolo (US3) formatosi a spese dei prodotti dell'eruzione di Agnano M. Spina. Prima dello sviluppo del suolo, invece il versante è stato interessato da un cospicuo accumulo di colluvioni vulcanoclastiche (US4), depositatesi in molteplici eventi aggradativi di modesta entità, favoriti anche da pendenze alquanto ridotte (circa 8°). Tali accumuli hanno ricoperto il paleosuolo (US5).

La successione stratigrafica di una trinca pregressa (n. 70), posta poche decine di metri più a valle, mostra che, al di sotto del suolo attuale, sono presenti una serie di accumuli gravitativi colluvionali, costituiti prevalentemente da piroclastiti dell'eruzione di Avellino, che parzialmente ricoprono i prodotti di quest'ultima in giacitura primaria. Tali accumuli potrebbero correlarsi agli eventi erosivi riconosciuti nella trinca T08 avvenuti successivamente ai 3800 anni fa. Invece la parte bassa della trinca 70 non mostra né processi erosivi né aggradativi, ma una successione costituita da un'alternanza di prodotti piroclastici in giacitura primaria (Agnano M. Spina, Mercato-Ottaviano) separati da paleosuoli. Pertanto gli eventi aggradativi riconosciuti nella trinca T08 non hanno interessato la trinca 70.

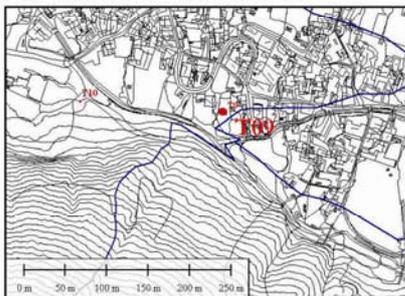
**Figura 6.25.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trinca T08.

## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

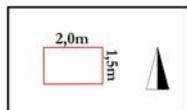
Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trincea: **T09**

Ubicazione: **CERVINARA**



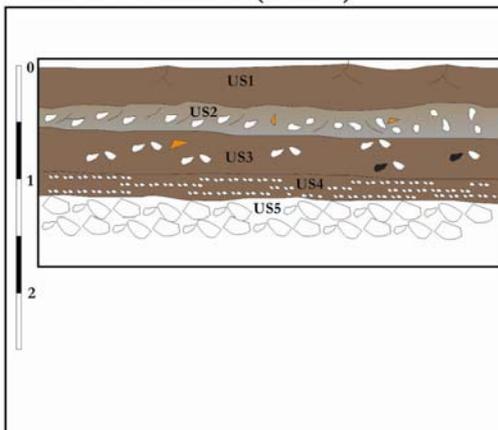
Orientamento e  
Dimensioni trincea



Bacino idrografico: **Vallone Castello**



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

**US1:** Sabbie-limose, bruno scuro, ricche di sostanza organica ed apparati radicali. Strato fortemente alterato da arature e fresature. **SUOLO ATTUALE**

**US2:** Sabbie limose di colore bruno-scuro con chiazze bruno grigio con abbondanti ghiaie carbonatiche eterometriche fino a 5 cm, da sub-arrotondate a sub-angolari. Presenza di frammenti ceramici moderni e malte cementizie, con abbondante sostanza organica centimetrica. Struttura caotica e limite netto ed erosivo con l'unità sottostante. **FLUSSO IPERCONCENTRATO**

**US3:** Sabbie limose vulcanoclastiche e ghiaie carbonatiche, eterometriche fino a 3 cm, da sub-angolari a spigolose, in matrice limosa di colore bruno scuro. Presenza di abbondante sostanza organica e di tracce di bioturbazione. Presenza di frammenti ceramici moderni e di resti di carboni. **PALEOSUOLO TRONCATO**

**US4:** Alternanze di lenti e straterelli di sabbie medio-grossolane clasto-sostenute e di livelli limo-sabbiosi di colore bruno marrone. I clasti sono prevalentemente carbonatici e subordinatamente vulcanici. **ALLUVIONALE**

**US5:** Ghiaie e blocchi carbonatici eterometrici fino a 50 cm, arrotondati, in matrice sabbiosa medio-grossolana carbonatica. **ALLUVIONI CANALIZZATE**

Marker  
cronologico

Sigla

P

Sm/Gl

P

Gsm

Gp/Gt

**Frammenti  
ceramici  
moderni**

**Frammenti  
ceramici  
moderni**

### Interpretazione:

Il sito, posto su uno stretto terrazzo antropico adibito ad orto, a poche decine di metri dall'attuale corso del Vallone Castello, presenta una successione stratigrafica costituita dall'alto verso il basso da un sottile suolo (US1) molto alterato dai lavori agricoli moderni, che si sviluppa a partire da un livello caotico (US2) generatosi per flussi iperconcentrati di materiali clastici, molto probabilmente legati agli eventi alluvionali del 1999 del Vallone Castello. La presenza di materiali ceramici moderni e di malte cementizie, unite ad elementi vegetali solo parzialmente decomposti, permette di attribuire un'età alquanto recente. Questo poggia in discordanza angolare per erosione su un suolo sepolto (US3) troncato superiormente da una chiara superficie di erosione, generatasi probabilmente ad opera dei flussi. Anche questo strato sembra essere alquanto recente, vista la presenza di materiale ceramico moderno. Tale suolo si è sviluppato a partire da livelli di origine alluvionale (US4 e US5).

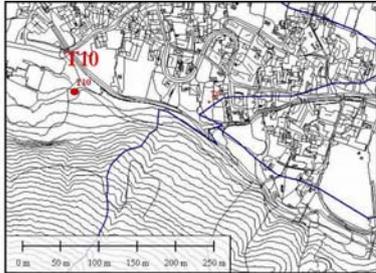
**Figura 6.26.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T09.

## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trincea: **T10**

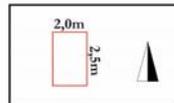
Ubicazione: **CERVINARA**



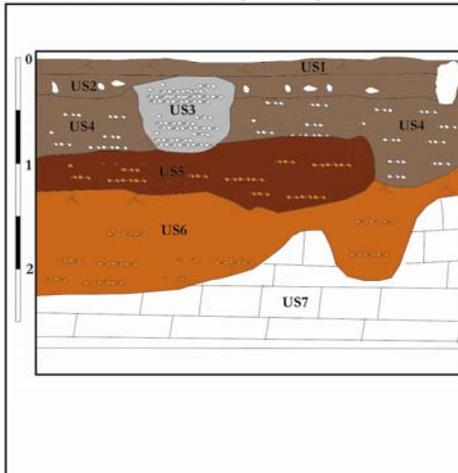
Bacino idrografico: **Vallone Castello**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

- US1:** Sabbie medio-fini, bruno scuro, ricche di sostanza organica ed apparati radicali. SUOLO
- US2:** Sabbie medio-fini con radi elementi pomicei sub-centimetrici e sabbie fini, concentrate in sacche e lenti, in matrice sabbiosa-fine-limosa. Presenza di clasti carbonatici centimetrici spigolosi. SUOLO CON APPORTI DAL VERSANTE.
- US3:** Fossa riempita da pomici biancastre e grigiastre, eterometriche fino a 2 cm, leggermente gradate, da arrotondate a sub-angolari, in scarsa matrice limosa sabbiosa percolata chiaramente dalla stato sovrastante. Presenza di clasti calcarei sub-centimetrici spigolosi. FOSSA
- US4:** Sabbie limose di colore bruno-marrone con abbondanti inclusi pomicei biancastri e grigiastri, eterometrici fino a 2 cm. Strato fortemente bioturbato da radici e probabilmente da interventi antropici. PALEOSUOLO?
- US5:** Sabbie limose di colore marrone scuro a struttura prismatico-poliedrica, ricche di sostanza organica e di pomici giallastre e grigiastre, sub-centimetriche, dell'eruzione di Agnano M. Spina. PALEOSUOLO
- US6:** Limi sabbiosi di colore giallastro-arancio ricchi di pomici giallastre e grigiastre sub-centimetriche dell'eruzione di Agnano M. Spina e di Mercato-Ottaviano.
- US7:** Calcari cataclastizzati a blocchi e scaglie anche di dimensioni metriche. SUBSTRATO CARBONATICO

Marker  
cronologico

Sigla

P  
P/b2  
h  
P  
P  
P  
CRQ

**Interpretazione:**

Il sito, posto su un terrazzamento alla base del versante, mostra una successione stratigrafica costituita da coperture quaternarie non più spesse di 2 m poggianti sul substrato carbonatico (US7). Dal basso verso l'alto la successione è costituita da un'alternanza di depositi vulcanoclastici pedogenizzati (US6 e US5), tra cui quelli dell'eruzione di Mercato e di Agnano M. Spina. Il paleosuolo dell'US4 contiene le pomici dell'eruzione di Avellino in giacitura secondaria. La parte alta della successione è alquanto disturbata dai lavori di sistemazione del versante (terrazzamenti) in quanto si riconoscono fosse e manomissioni antropiche (US3). La presenza di alcuni elementi lapidei ghiaiosi carbonatici permette di attribuire le unità US4, US2 e US1 a facies detritico colluviali.

**Figura 6.27.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T10.

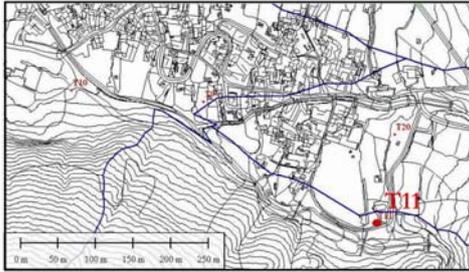
## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

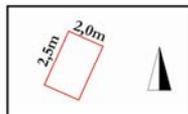
Trincea: **T11**

Ubicazione: **CERVINARA**

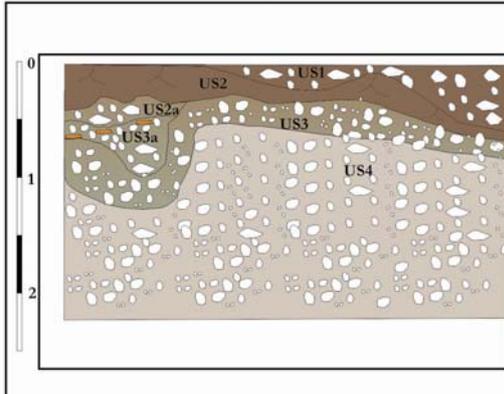
Bacino idrografico: **Vallone Castello**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



### Sezione schematica (Matrix)



### Descrizione lithofacies

**US1:** Ghiaie eterometriche spigolose ed arrotondate in matrice terrosa, caoticizzate da lavori moderni. **RIPORTI ANTROPICI**

**US2:** Sabbie medio-grossolane vulcanoclastiche di colore bruno scuro, soffici, con abbondanti ghiaie carbonatiche eterometriche fino a 5 cm, da sub-arrotondate ad arrotondate, che si concentrano particolarmente nella parte bassa, in una forma parzialmente canalizzata (US2a). **SUOLO SU DEPOSITI GHIAIOSI**

**US3:** Sabbie medio-fini di colore grigio-bruno con abbondante frazione ghiaiosa sub-centimetrica prevalentemente sub-arrotondata. Presenza di abbondanti frammenti ceramici tra cui 2 tegole parzialmente integre, che si concentrano in una piccola forma canalizzata. **ALLUVIONI**

**US4:** Ghiaie e blocchi carbonatici eterometrici fino a 50 cm, da sub-arrotondati a sub-angolari, in scarsa matrice ghiaiosa fine-sabbiosa grossolana di natura carbonatica. **CONOIDE ALLUVIONALE APICALE**

Sigla	Marker cronologico
h	
P/Gsm	
Gp/Gt	<b>Frammenti ceramici moderni</b>
Gsm	

### Interpretazione:

Il sito, posto a poche decine di metri dall'attuale corso del Vallone Castello presenta una successione stratigrafica essenzialmente costituita da elementi ghiaiosi grossolani. La parte alta (US1 e US2) risulta molto disturbata dai lavori di sistemazione idraulica del vallone, mentre la parte bassa (US4) presenta elementi grossolani in tipica facies di conoide alluvionale di settore apicale. Le due parti sono separate da un livello (US2a e US3) a matrice sostenuta a mantellare una paleomorfologia canalizzata, molto probabilmente di origine antropica, vista la presenza di abbondanti materiali ceramici grossolani ed integri.

**Figura 6.28.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T11.

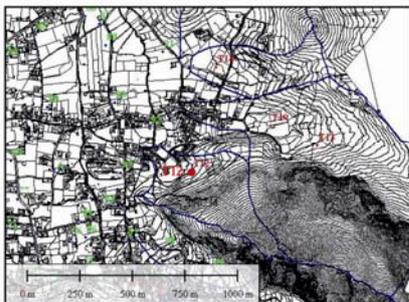
## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

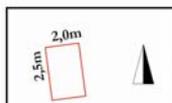
Trincea: **T12**

Ubicazione: **CERVINARA**

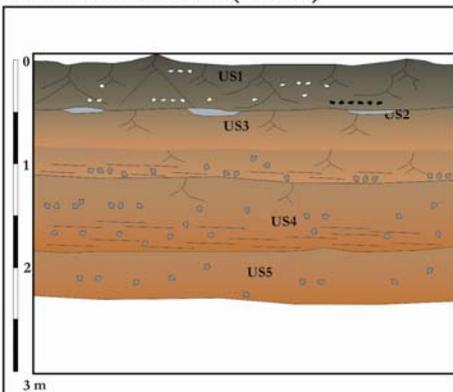
Bacino idrografico: **VALLE**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



### Sezione schematica (Matrix)



### Descrizione lithofacies

- US1:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno scuro, molto soffici e con numerosi apparati radicali. **SUOLO ATTUALE**
- US2:** Lenti e sacche di cinerite grigiastre con piccolissime pomice e fenocristalli nerastri. **CINERITE STORICA**
- US3:** Sabbie limose di colore bruno scuro, molto soffici, a forte componente vulcanoclastica, in prevalenza pomice grigiastre sub-centimetriche dell'eruzione di Avellino. Passaggio graduale allo strato sottostante. **SUOLO SEPOLTO SU COLLUVIONI**
- US4:** Sabbie medio-fini debolmente limose, di colore arancio e marrone, soffici, con abbondante frazione pomicea giallastra e grigiasta, che diventa predominante nella parte bassa dello strato. Passaggio graduale allo strato sottostante. **SUOLO SEPOLTO SU COLLUVIONI**
- US5:** Sabbie limose debolmente argillose di colore bruno, compatte con abbondante frazione vulcanoclastica pomicea e cineritica ed abbondante sostanza organica. **PALEOSUOLO TRONCATO**

Marker  
cronologico

Sigla

- |      |
|------|
| P    |
| T    |
| P/b2 |
| P/b2 |
| P    |

### Interpretazione:

Il sito, posto alla base del versante su un terrazzo agricolo presenta una successione stratigrafica che non presenta i prodotti delle eruzioni di Avellino e Agnano M. Spina in giacitura primaria, mancanza che potrebbe essere dovuta ad una prevalenza di fenomeni erosivi. La stratigrafia è invece costituita da un'alternanza di suoli e di eventi colluvionali.

**Figura 6.29.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T12.

## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

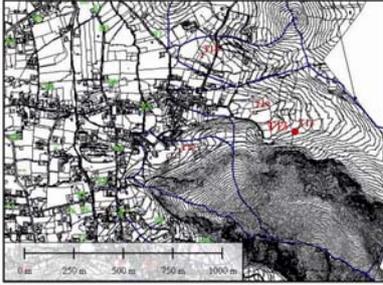
Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trinca: **T13**

Bacino idrografico:

Quota p.c.:

Ubicazione: **CERVINARA**



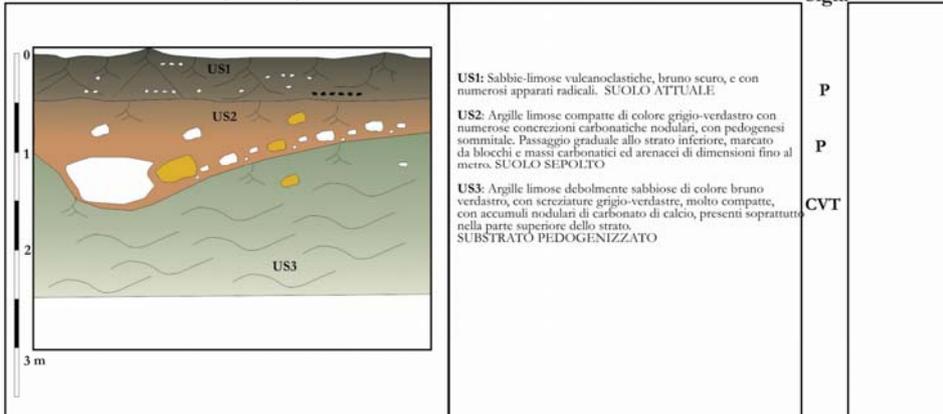
Orientamento e  
Dimensioni trinca



Sezione schematica (Matrix)

Descrizione lithofacies

Marker  
cronologico



### Interpretazione:

il sito posto su una superficie sub-pianeggiante, collocata all'interno di una grande vallecchia, mostra una stratigrafia che al di sopra del substrato marnoso-argilloso, una sottile copertura pedologica, essenzialmente costituita da due strati: il suolo attuale ed un suolo più antico ricco anche di elementi lapidei carbonatici ed arenacci derivanti dalla disgregazione fisica dell'adiacente versante e dal locale substrato marnoso-arenaceo. Mancano completamente le coperture vulcanoclastiche rilevate nelle altre trincee, a testimoniare una prevalenza dei fenomeni erosivi su quelli aggradativi.

**Figura 6.30.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trinca T13.

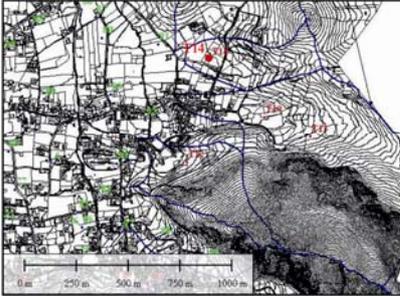
## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trinca: **T14**

Ubicazione: **CERVINARA**

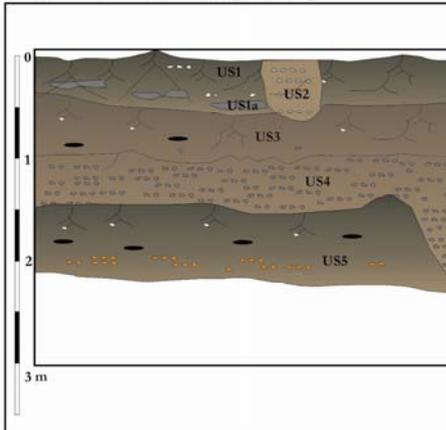
Bacino idrografico: **VALLE**



Orientamento e  
Dimensioni trinca



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

**US1:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno scuro, molto soffici e con numerosi apparati radicali. Presenza di lenti e sacche di pomici e cenere di colore grigiastro (US1a). **SUOLO ATTUALE**

**US2:** Fossa di albero riempita da sabbie limose e pomici.

**US3:** Limi sabbiosi di colore bruno marrone ricchi di elementi vulcanoclastici e di numerosissimi resti di carboni millimetrici. **SUOLO SEPOLTO IMPOSTATO SULLE PIROCLASTITI DI AVELLINO**

**US4:** Pomici biancastre e grigiastre etrometriche fino a 3 cm, da sub-arrotondate a sub-angolari. Presenza di gradazione inversa e di pedogenesi sommitale. **FALL. DISTALE DELL'ERUZIONE DI AVELLINO**

**US5:** Sabbie limose di colore bruno scuro con numerose bioturbazioni riempite da sabbie di colore marrone-arancio. Verso il basso aumento della componente pomicea di colore giallastro e grigiastro, di dimensioni subcentimetriche. **PALEOSUOLO**

Marker  
cronologico

Sigla	Marker cronologico
P	
h	
P	
Tams	<b>AVELLINO TEPHRA 3.800 ANNI FA</b>
P	

**Interpretazione:**

Il sito, posto alla base del versante su un terrazzo agricolo, presenta una successione stratigrafica caratterizzata dalla deposizione dei prodotti distali delle eruzioni di Avellino (US4), di Agnano M. Spina (US5), intervallate da varie fasi di pedogenesi dei prodotti vulcanici (US3, US5), senza fasi erosive importanti. La parte alta della successione risulta invece molto alterata da azioni antropiche di sistemazione agraria del versante (terrazzamenti e fosse, US2 e US1). Tale successione testimonia che il sito è stato soggetto prevalentemente a regimi biotatici per tutto l'Olocene.

**Figura 6.31.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trinca T14.

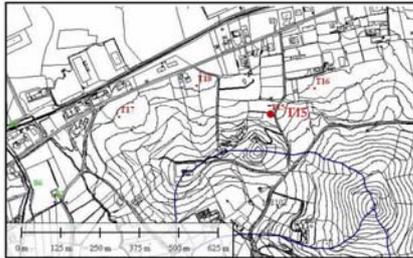
## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

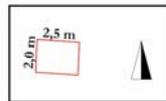
Trincea: **T15**

Settore di interbacino: **FACCETTE VALLE**

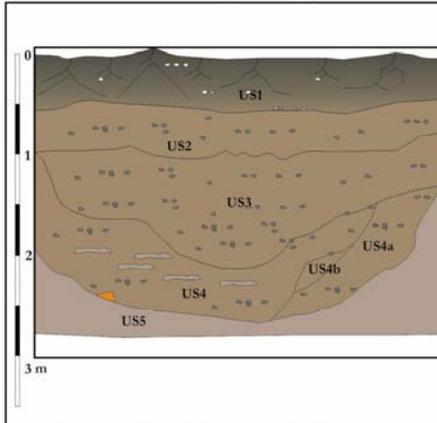
Ubicazione: **CERVINARA**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

- US1:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno scuro, molto soffici e con numerosi apparati radicali. SUOLO ATTUALE
- US2:** Sabbie fini di colore marrone ricche di elementi vulcanici, tra cui pomici di colore grigiastro di dimensioni centimetriche. Struttura caotica e massiva. COLLUVIONE
- US3:** Sabbie medio-fini di colore marrone vulcanoclastiche, con pomici di colore grigiastro di dimensioni centimetriche. Facies canalizzata. COLLUVIONI CANALIZZATE
- US4:** Sabbie medio-fini di colore marrone a forte contenuto di pomici di colore grigiastro di dimensioni centimetriche. Presenza di lenti e sacche con pomici sub-centimetriche clastosostenute. Facies canalizzata. Si riconoscono altre unità di riempimento della forma canalizzata (US4a e US4b). Alla base dello strato presenza di frammenti ceramici. COLLUVIONI CANALIZZATE
- US5:** Limi argillosi debolmente sabbiosi di colore grigio marrone, molto compatti. SUBSTRATO MARNOSO ARGILLOSO ALTERATO

Marker  
cronologico

Sigla	Marker cronologico
P	
b2	
Fl	
Fl	FRAMMENTI CERAMICI MODERNI
CVT	

### Interpretazione:

il sito posto su un terrazzo agricolo, in prossimità di un piccolo canale, mostra una successione stratigrafica che al di sopra del substrato marnoso-arenaceo pedogenizzato (US5), è costituita essenzialmente da vari livelli vulcanoclastici in facies canalizzata. Si riconosce una prima incisione nel substrato riempita da pomici clasto-sostenute e matrice-sostenute (US4), marcata da livelletti di restringimento del canale (US4a e US4b) ed una seconda incisione, meno ampia della precedente riempita da materiali vulcanoclastici (US33). La parte alta della successione invece è costituita dal suolo attuale (US1) impostato su una colluvione (US2) che ha colmato completamente il canale. Infatti quest'ultimo, attualmente, corre a pochi metri più a est.

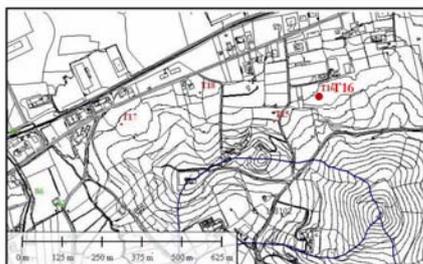
**Figura 6.32.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T15.

## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trinca: **T16**

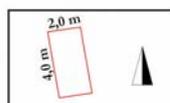
Ubicazione: **CERVINARA**



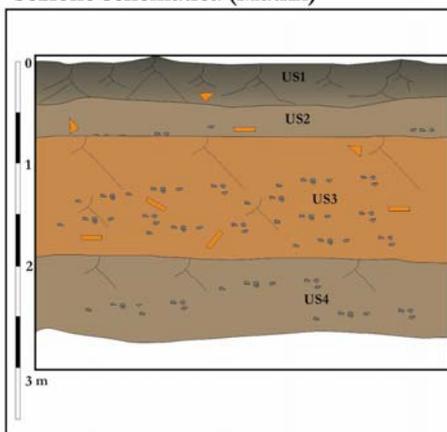
Settore interbacino: **FACCETTE VALLE**



Orientamento e  
Dimensioni trinca



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

**US1:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno scuro, molto soffice e con numerosi apparati radicali ed alcuni frammenti ceramici moderni. Strato nimescolato dalle arature. **SUOLO ATTUALE**

**US2:** Sabbie fini di colore marrone ricche di elementi vulcanici, tra cui pomici di colore grigiastro di dimensioni centimetriche. Struttura caotica e massiva. Presenza di alcuni frammenti ceramici moderni. **COLLUVIONI**

**US3:** Sabbie fini e limi di colore marrone vulcanoclastiche, con pomici di colore grigiastro di dimensioni centimetriche, molto frequenti verso il basso. Presenza di apparati radicali ancora non decomposti sia al top che al centro dello strato. Presenza di frammenti ceramici e di carboni. Struttura caotica e massiva. **COLLUVIONI PEDOGENIZZATE E BIOTURBATE**

**US4:** Limi sabbiosi di colore marrone a forte contenuto di pomici di colore grigiastro di dimensioni centimetriche, che tendono a diminuire verso il basso. **COLLUVIONI PEDOGENIZZATE E BIOTURBATE**

Marker  
cronologico

Sigla	Marker cronologico
P	
P/b2	FRAMMENTI CERAMICI MODERNI
P/b2	FRAMMENTI CERAMICI MODERNI
P/b2	

**Interpretazione:**

La trinca mostra una successione stratigrafica caratterizzata da 3 eventi aggradativi di colluvioni pedogenizzate al top. La presenza di materiali ceramici moderni permette di datare tali eventi all'epoca storica. La messa in posto di tali livelli potrebbe essere messa in relazione alla forma concava che si rileva lungo il versante poche decine di metri più a monte della trinca.

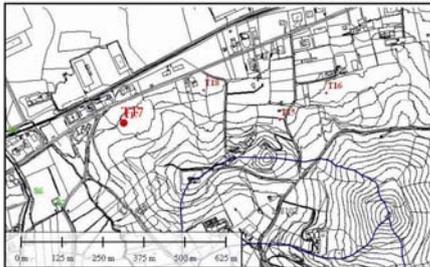
**Figura 6.33.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trinca T16.

## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trincea: **T17**

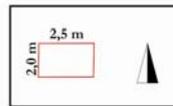
Ubicazione: **CERVINARA**



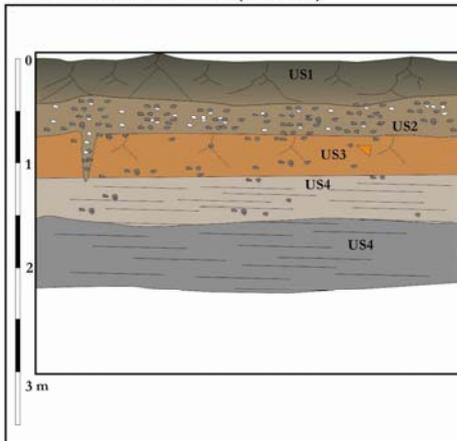
Settore di interbacino: **FACCETTE VALLE**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



### Sezione schematica (Matrix)



### Descrizione lithofacies

- US1:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno scuro, molto soffici e con numerosi apparati radicali. Strato rimescolato dalle arature. **SUOLO ATTUALE**
- US2:** Pomici grigiastre e biancastre clastosostenute da angolari a sub-arrotondate con scarsa matrice cineritica grigiastria. Al top tracce di erosione per le arature moderne. **FALL. VULCANOCLASTICO DELL'ERUZIONE DI AVELLINO**
- US3:** Sabbie medio-fini di colore marrone arancio a forte componente vulcanoclastica, pedogenizzate al top. Presenza di apparati radicali e frustoli carboniosi e di alcuni frammenti ceramici. passaggio graduale allo strato sottostante. **PALEOSUOLO**
- US4:** Argille limose di colore grigiastro scuro a struttura compatta e blandamente laminata. Presenza di frustoli vegetali e carboniosi e di rari elementi pomicei grigiastri e di clasti e noduli carbonatici subcentimetrici. **FLOODPLAIN CON OVERBANK**
- US5:** Argille limose di colore grigio-marrone. Forte presenza di sostanza organica diffusa e blandamente allettata. Presenza di noduli e clasti carbonatici sub-centimetrici. Accenni di laminazioni piano-parallela. **FLOODPLAIN**

### Marker cronologico

Sigla	Marker cronologico
P	
Tav	<b>AVELLINO TEPHRA</b> 3.800 ANNI FA
P	
FI	
FI	

### Interpretazione:

Il sito posto un terrazzo a pochi metri dall'adiacente settore di pianura alluvionale, mostra una successione stratigrafica, che al di sopra delle argille siltose di ambienti palustri (US4 e US3) e del paleosuolo dell'US3; costituita dalle sole pomici di Avellino (US2) su cui si è impostato il suolo attuale. Tale esiguità degli spessori post eruzione di Avellino testimonia una certa stabilità dell'area senza eventi aggradativi.

**Figura 6.34.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T17.

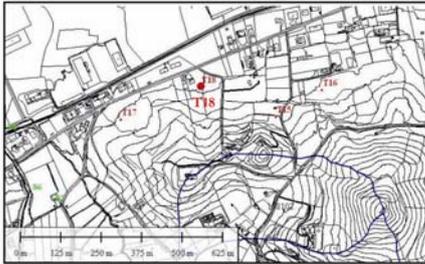
## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

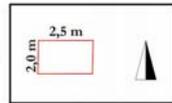
Trincea: **T18**

Settore interbacino: **FACCETTE VALLE**

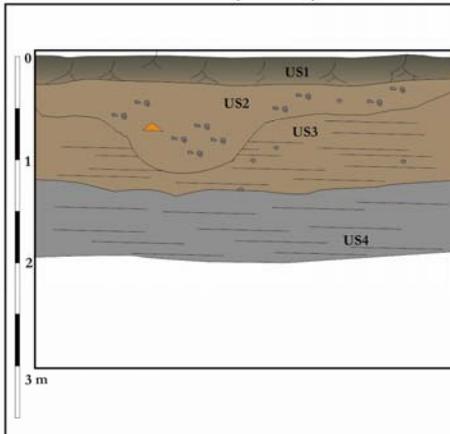
Ubicazione: **CERVINARA**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

- US1:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, marrone chiaro, con numerosi apparati radicali. **SUOLO ATTUALE.**
- US2:** Limi sabbiosi di colore marrone chiaro, compatti, con abbondanti pomici biancastre e grigiastre eterometriche fino a 2 cm. Deposito canalizzato. Presenza di nuclei carboniosi e di frammenti ceramici moderni. Limite erosivo con il livello sottostante. **COLLUVIONE CANALIZZATA**
- US3:** Sabbie fini di colore marrone chiaro, molto addensate e con laminazioni piano-parallele. Presenza di piccole pomici millimetriche e di nuclei carboniosi nerastri. **FLOODPLAIN CON OVERBANK**
- US4:** Argille limose di colore grigio-marrone. Forte presenza di sostanza organica diffusa e blandamente allettata. Presenza di noduli carboniosi sub-centimetrici. Accenni di laminazioni piano-parallele. **FLOODPLAIN**

Marker  
cronologico

Sigla	Marker cronologico
P	
b2/FI	<b>FRAMMENTI CERAMICI MODERNI</b>
FI	
FI	

**Interpretazione:**

il sito posto su un terrazzamento agricolo alla base del versante mostra una successione stratigrafica che, al di sopra dei livelli limo-argillosi di piana alluvionale (US4 e US3), che è costituita da pochi decimetri di vulcanoclastiti rimaneggiate come colluvioni sia all'interno di una piccola forma canalizzata (US2) che diffuse in tutta la trincea (US1). Mancano i depositi vulcanoclastici in giacitura primaria, fattore che potrebbe testimoniare una prevalenza dei fenomeni erosivi su quelli aggradativi.

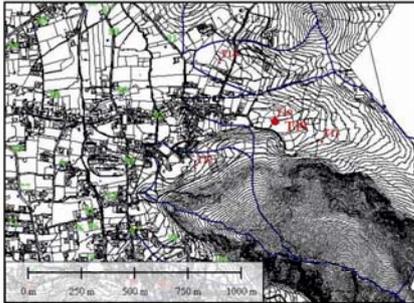
**Figura 6.35.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T18.

## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trincea: **T19**

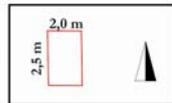
Ubicazione: **CERVINARA**



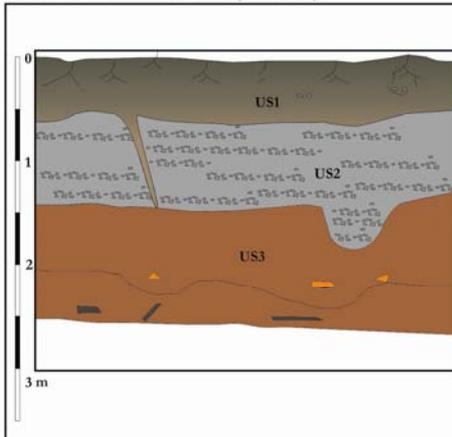
Bacino idrografico: **VALLE**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

**US1:** Sabbie-limose vulcanoclastiche, bruno marrone, molto soffice, con numerosi apparati radicali.  
**SUOLO ATTUALE**

**US2:** Alternanze di livelli di spessore millimetrico e centimetrico costituiti da pomici subcentimetriche, clastosostenute e da pomici centimetriche in matrice cineritica grigiastro marrone. Struttura piano-parallela continua e discontinua. Presenza di lenti e sacche di cineriti limose di colore grigiastre, soprattutto verso il basso dello strato. Limite netto ed erosivo con lo strato sottostante. **COLLUVIONI VULCANOCLASTICHE**

**US3:** Sabbie fini di colore marrone bruno, a forte componente pomica dell'eruzione di Avellino. Presenza di frammenti ceramici spigolosi da centimetrici a decimetrici e di rare ghiaie carbonatiche centimetriche sub-arrotondate a mammellare piccole forme canalizzate (rill). Struttura caotica.

Sigla

**P**

**P**

**b2**

**Fm**

Marker  
cronologico

**FRAMMENTI  
CERAMICI**

**Interpretazione:**

La trincea presenta una successione stratigrafica costituita dal basso verso l'alto da: un livello caotico ricco di ceramiche e di elementi vegetali combusti che potrebbe essere connesso con un'antica frana o movimento in massa dal versante (US3); un livello con laminazioni parallele di vulcanoclastiti rimaneggiate come colluvioni canalizzate (US2) su cui si è impostato il suolo attuale.

**Figura 6.36.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T19.

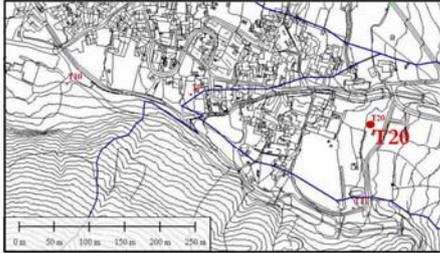
## Stratigrafia delle trincee ed analisi di facies

Dott. Geol.  
Vincenzo Amato

Trincea: **T20**

Ubicazione: **CERVINARA**

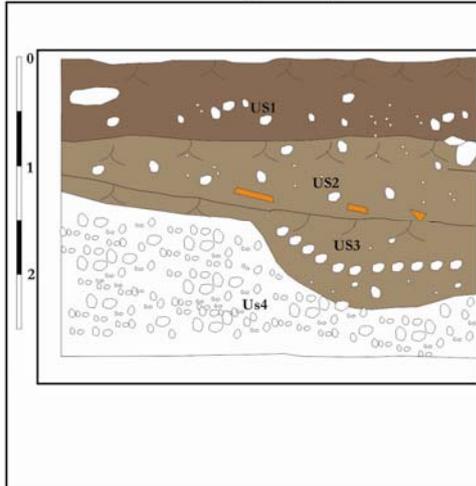
Bacino idrografico: **Vallone Castello**



Orientamento e  
Dimensioni trincea



Sezione schematica (Matrix)



Descrizione lithofacies

**US1:** Sabbie limose di colore bruno-marrone, molto soffice, con abbondante sostanza organica ed apparati radicali. Presenza di ghiaie carbonatiche eterometriche fino a 10 cm da angolose a sub-angolose, presenza di carboni nella parte bassa dello strato. **SUOLO ATTUALE.**

**US2:** Sabbie limose di colore marrone bruno, compatte, prevalentemente vulcanoclastiche con rare ghiaie carbonatiche eterometriche fino a 10 cm, da subangolari ad angolari. Verso il basso presenza di abbondante sostanza organica, carboni e grossi frammenti ceramici, tra cui tegole. **SUOLO SEPOLTO.**

**US3:** Sabbie limose di colore marrone bruno, pedogenizzate al top, a forte componente vulcanoclastica. Presenza di pomici centimetriche di colore grigiastro e giallastro, arrotondate. Verso il basso presenza di ghiaie carbonatiche eterometriche fino a 5 cm, da subarrotondate a subangolari, a mantellare una forma concava. Tale forma di taglio-canale risulta essere riempita da sabbie limose di colore marrone bruno con rare pomici sub-centimetriche (US3a). **PALEOSUOLO SU COLLUVIONI**

**US4:** Alternanza di livelli a ghiaie carbonatiche eterometriche fino a 30 cm, da sub-arrotondate a sub-angolari, in scarsa matrice sabbiosa bruno-marrone a forte componente vulcanoclastica, e livelli a sabbie grossolane e ghiaie fini, arrotondate, e finemente stratificate. **CONOIDE ALLUVIONALE APICALE.**

Marker  
cronologico

Sigla

P  
P/a3  
P/a3  
Gsm

Frammenti  
ceramici  
moderni

### Interpretazione:

La trincea, posta su una superficie terrazzata di alcuni metri sull'attuale corso del Vallone Castello ed alla base di una parte in roccia, presenta una successione stratigrafica costituita dall'alto verso il basso da depositi detritico colluviali, pedogenizzati a varie altezze paleosuolo (US2-US3), formatosi per accumuli gravitativi dal versante. Tale successione poggia in discordanza su ghiaie carbonatiche in facies di conoide alluvionale (settore apicale)(US4). Pertanto la parte alta della stratigrafia mostra che la deposizione è da imputarsi a morfodinamiche di versante, attive sin dall'epoca storica per la presenza di materiali ceramici, mentre la parte bassa mostra una deposizione in ambiente di conoide alluvionale del Vallone Castello.

**Figura 6.37.** Scheda riepilogativa dei dati chrono-stratigrafici e delle lithofacies rinvenute nella trincea T20.

Tutte le indicazioni derivanti dall'analisi di facies delle nuove trincee e delle trincee pregresse, sono state immesse in un apposito database, che, oltre ai dati stratigrafici, comprende lo stato di attività, l'entità della aggradazione dei depositi formatisi negli ultimi 2500 anni e dei depositi formatisi dopo l'eruzione di Avellino (3800 anni fa) (Figg. 6.38 e 6.39).

Trincea	Bacino	Attività	Spessore di epoca storica	Spessore post Avellino	Analisi di Facies
T01	Vallone Pirozza	attiva	1	2	b2
T02	Vallone Pirozza	attiva		2,5	Gms, Gp, Gt
T03	Faccette Pirozza	quiescente		1	P, Tav, Tams, Tmo
T04	Faccette Pirozza	quiescente		0,5	P, Tav, Tams, Tmo
T05	Torrente Renazzo	quiescente	1	2	Sh, Sm
T06	Faccette Remescuso	quiescente		1,5	b2
T07	Vallone San Gennaro	quiescente		1	Gms, a3, P
T08	Faccette S.Gennaro	quiescente		0,3	a3, b2
T09	Vallone Castello	attiva	1		Gl, Sm, Gms
T10	Vallone Castello	quiescente		2	b2
T11	Vallone Castello	attiva	2		Gt, Gp,, Gms
T12	Valle	attiva	0,5		b2
T13	Valle	quiescente			b2, CVT
T14	Valle	quiescente		1	b2, Tav
T15	Faccette Valle	attiva	2,5		b2
T16	Faccette Valle	attiva	2		b2
T17	Faccette Valle	attiva	1	1	P, Tav
T18	Faccette Valle	attiva	1		P, Sub
T19	Valle	attiva	1,5		P, Tav
T20	Vallone Castello	attiva	1		a3, P, Gms

**Figura 6.38.** Database dell'analisi di facies e degli spessori delle unità più recenti riscontrate nelle nuove trincee. Le sigle corrispondenti ai depositi riscontrate sono riportate sia in legenda di Figura 6.40, che nel testo dedicato alla descrizione delle lithofacies.

Trincea	Attività	spessore di epoca storica	spessore post Avellino	analisi di Facies
1	attiva		3	Fl, Fsc
2	attiva		2	Fl, Fsc
3	attiva	1,2	1,5	Fl, Fsc, P, Tav
4	quiescente			Fl, Gp
5	quiescente		0,5	P, Tav, Tams, Tmo
6	attiva		2,2	Gms, Gmsv, Sm, Gp
7	quiescente			Fl, Fsc
8	attiva	2,6		Gms, Gmsv, Sm, Gp
9	attiva	1,2	2,2	Gl, Sm, Gms, Gp, Tav, P
10	attiva	0,8	1,8	Fm, P, Tav, Tams, Tmo
12	attiva	2,5		Sh, P, Fm
13	attiva	1,3		Fm, CVT
14	attiva			Fm
15	quiescente			h, Fm
16	attiva			Gms, Gt
17	attiva	1,3	1,7	P, Tav, Tams, Tmo
18	attiva	2		Fm, Sh
19	attiva	1,5		Fm, Sh
20	attiva	0,5	2,5	Gms, Sm, P, Tav
21	attiva	0,8	2,4	Sh, P, Tav
22	attiva	1,5	1,7	b2, P, Tav
23	attiva	1	2	b2, Sh, Tav, P, Tams
24	attiva	2,2	2,8	Fm, Sh, P, Tav
25	attiva	1,6		Fl, Fm, P
26	attiva	2,2		Fm, Sh, Gp, Gt, Gms
27	attiva	0,6	0,9	b2, P, Tav, Tams, Tmo
28	quiescente		1,7	Sm, P, Tav, Gp
29	quiescente		2,5	Sm, Gl, Gms, P, Tav
30	quiescente		1	a3, , Tav, P
31	attiva		1	Sm, Tav, P, Tams, Tmo
32	attiva		2	Gms, Gp, Sh, Tav, P
33	quiescente		2,3	b2, Fdc, P, Tav
34	attiva			Gms, Gp
35	attiva	1,3		Gms, Gp, P
36	attiva			Gms, Gmsv, Sm, Sh
37	attiva	1,2	2,3	Gmsv, Gms, Sm, Tav, P
38	quiescente		1,2	Fm, Tav, P
39	attiva	1,8		Fm, P
41	attiva	1		Fl
44	attiva	0,8	1,5	Sh, P, Fm, Tav, P
46	attiva			Fm, Gsmv, Sh
47	attiva	2,8		h, Gms, Sh, Gp
48	attiva	2,8		Sm, Gms, Gmsv, Sh
49	attiva	1,8	2,7	Gmsv, P, Tav
50	attiva	2,5		Sh, p
51	attiva	1,5	2,3	Sh, P, Tav
52	attiva	2		h, Tav, P
53	attiva	2		Sh, Sm, P, Tav
54	quiescente		2,7	Fm, P, Sh, Tav
55	attiva	1,8	2,8	Sh, Sm, Gmsv, Tav
56	attiva	2,3	3,1	Sh, Sm, Gsmv, Tav
57	attiva	1,8		Sm, Gsmv, P, Sh
58	quiescente		2	b2, Tav, P
59	quiescente		1,3	Gms, Sm, P, Tav, Tams
60	quiescente			3,1 Gmsv, Gms, Tav
61	quiescente			1,8 Sm, Sh, Tav, P
62	quiescente			3 Gms, Gp, Tav
63	attiva			2,3 Gms, Sh, Tav
64	quiescente			2,3 b2, Tav
65	attiva			Gms, Gp, Gt
66	attiva			Gms, Gp, Gt, P
67	attiva			Gms, Gp, Gt
68	attiva			Gms, Gp, Gt
69	attiva			Gmsv, P
70	quiescente			1 P, Tav, Tams, Tmo
71	quiescente			1,2 Gp, Gt, P, Tav
72	attiva	1,8		2 Gp, Gt, Tav, P
73	attiva			2 Gsm, Gp, Gt, Tav
74	quiescente			b2
75	attiva			2 Gsm, Gp, Gl, Tav, P
76	attiva	1,6		2 Gsm, Gp, Gt, Tav, P, Tams
77	attiva	2		Gl, Sm, Gmsv, P
78	attiva			h, Gsm, Gp, Gt
79	attiva		1,6	Gl, Sm, Gsm, Tav, P
80	attiva			h, Gp, Gt, Sm, Gsm
81	attiva	1,8	2,5	Gsmv, Sm, Sh, Tav, P
83	quiescente			1 Fsc, Tav, P, Tams, P
84	attiva	2		Gmsv, Sh, Fsc
88	attiva	1,6	2,5	Gmsv, Sh, Fsc, P, Tav
89	attiva	1,2		Gmsv, Sh, Sm
90	attiva	2		Gsm, Gp, Gt, P, Fsc
91	attiva	0,7		Fsc, Fm
92	attiva	1		Sm, Fm
93				h, CVT
94	attiva	1		Gsm, Gsmv, Gl, Sm
95	attiva		2,3	Gsm, Gp, Sh, Tav, P
96	attiva		1	Gsm, Tav, P, Tams
97				P, CVT
98	inattiva			a3, Gp, Gt, P
99	quiescente			b2, a3

**Figura 6.39.** Stralcio del database dell'analisi di facies e degli spessori delle unità più recenti riscontrate nella reinterpretazione delle trincee pregresse.

Come accennato prima, il database comprende la caratterizzazione ambientale delle lithofacies degli eventi riconosciuti, sintetizzate con sigle derivanti dalla moderna classificazione delle facies sedimentarie riferibili in particolare a Miall, 1977, Zanchetta et al 2004 e ai criteri di cartografazione delle moderne carte geologiche (CARG, 2000). Nel campo del database dedicato all'analisi di facies (Figg. 6.38 e 6.49) le sigle rappresentano le caratteristiche dei depositi dei singoli eventi sedimentari riconosciuti, dall'alto verso il basso, così come sono apparsi durante lo studio stratigrafico delle trincee. Tutti i dati stratigrafici, unitamente a quelli della analisi geomorfologica, hanno successivamente consentito la realizzazione di una carta di dettaglio della

fascia pedemontana e del fondovalle. In essa si individuano gli ambiti di conoide alluvionale, di piana alluvionale, di interconoide, di conoide colluviale e di falda detritico-colluviale. In particolare l'integrazione di tutti i dati ha consentito di definire per le conoidi, in accordo con quanto è descritto in letteratura (vedi Bull, 1977, Harvey et al, 1994), tre settori che, da monte verso valle, rispettivamente sono apicale/proximale, mediano e distale.

Di seguito vengono riportate le caratteristiche tessiturali e geomorfologiche di ciascuno di tali ambiti e delle relative facies sedimentarie riconosciute nelle successioni stratigrafiche delle trincee, così come riportate nella legenda della carta di Figura 6.40.

L'ambito maggiormente rappresentato è quello delle conoidi alluvionali e pertanto per tale ambito è stata eseguita una più accurata analisi delle facies sedimentarie riscontrate.

- **AMBITO DELLE CONOIDI ALLUVIONALI**

La superficie della conoide può essere divisa in base alla pendenza ed alla distanza dall'apice idrografico e dal canale principale in tre settori: proximale/apicale, mediano e distale. Ognuno dei tre settori è caratterizzato da differenti lithofacies, ognuna tipica di differenti meccanismi deposizionali. In particolare le facies proximali si depositano nella parte superiore o interna della conoide (apice) oppure nelle vicinanze del canale principale o dei canali secondari (proximale) e contengono i sedimenti più grossolani, generalmente ghiaie. Le deposizioni sono dovute prevalentemente a debris flow e flussi canalizzati (stream flow) (Nielsen, 1984, Costa, 1988).

Le facies distali si depositano nella parte bassa o più lontana dall'apice, si raccordano con il settore di piana alluvionale e contengono i sedimenti più fini, generalmente sabbie e limi, prevalentemente di natura vulcanoclastica. Le deposizioni sono dovute prevalentemente a a water flow (sensu Costa 1988), ad esondazioni dai canali principali e secondari (crevasse, sensu Miall, 1977) e talora a debris flow vulcanoclastici (sensu Zanchetta et al, 2004). Limitatamente ai depositi più superficiali e più recenti, riscontrati in tale settore, prevalgono i depositi dovuti a water flows e fenomeni dovuti alle esondazioni dai canali, mentre i debris flow vulcanoclastici sono concentrati nelle parti più profonde della stratigrafia o limitatamente alle aree più prossime ai canali.

Le facies mediane presentano caratteristiche tessiturali intermedie rispetto agli altri due settori. Pertanto le deposizioni possono essere dovute agli stessi eventi rilevati nei settori apicali e distali, ed ad eventi con processi deposizionali e caratteristiche tessiturali intermedie, quali gli hyperconcentrated flow (sensu, Costa, 1988).

Circa la cronologia dei vari eventi alluvionali si sono tenuti in considerazione le informazioni derivanti dalla presenza di markers tephrostratigrafici ed archeo-stratigrafici. I livelli vulcanici distali dell'eruzione vesuviana di Avellino, datati a circa 3.800 anni fa, dell'eruzione flegrea di Agnano M. Spina, datata a circa 4.100 anni fa e l'eruzione vesuviana di Mercato-Ottaviano, data a circa 9.000 anni fa, ed alcuni livelli datati con il metodo del radio-carbonio delle trincee pregresse, hanno permesso il calcolo degli spessori depositi durante gli ultimi millenni e la scansione temporale dei vari eventi alluvionali. Il contenuto archeologico di alcune delle successioni stratigrafiche analizzate ha mostrato avere un'età che non supera gli ultimi 2.500 anni ed in molti casi un'età che non supera gli ultimi 1000 anni, permettendo in tal modo di identificare i settori della fascia pedemontana che sono stati particolarmente attivi negli ultimi secoli.



orientazione dei clasti, a base erosiva, dovuti a flussi canalizzati (stream flow, sensu Miall, 1977 e Nielsen, 1984) (Trincea 2-11)

3) **Gt**: Alternanza di livelli a ghiaie carbonatiche, eterometriche fino 30 cm, da sub-arrotondate ad arrotondate, clasto-sostenute, e livelli a ghiaie carbonatiche, eterometriche fino a 50 cm, da sub-angolari a sub-arrotondate, matrice sostenute, con iso-orientazione dei clasti, a base erosiva, dovuti prevalentemente a flussi canalizzati oscillanti da alta a bassa energia (stream flow, sensu Miall, 1977) (Trincea 2-11).

Pertanto nell'ambito delle conoidi apicali/prossimali gli eventi sedimentari riconosciuti appartengono essenzialmente a debris flow e stream flow, con una prevalenza dei primi a scapito dei secondi.

### ***Conoide mediana***

1) **Gl**: ghiaie eterometriche fino a 5 cm e sabbie grossolane carbonatiche, da arrotondate a sub-angolari, matrice sostenute, moderatamente sortite, con gradazione diretta e/o inversa, e con parziale iso-orientazione degli elementi più grossolani, dovuti a flussi fangosi iperconcentrati (hyperconcentrated flow, sensu Costa, 1988). (Trincea 9)

2) **Sm**: sabbie medie e grossolane prevalentemente vulcanoclastiche, da massive a leggermente gradate, con rari elementi ghiaiosi carbonatici, eterometrici fino a 5 cm, da arrotondati a sub-angolari, con parziale iso-orientazione, dovuti a flussi fangosi iperconcentrati (hyperconcentrated flow, sensu Costa, 1988) (Trincea 5-9).

3) **Gmsv**: Ghiaie e sabbie vulcanoclastiche, massive, matrice sostenute, poco sortite con rari clasti carbonatici ghiaiosi e sabbiosi grossolani, generalmente sub-arrotondate, a base erosiva, dovuti generalmente a debris flow le cui componenti principali sono vulcanoclastiti (volcaniclastic debris flow, sensu Zanchetta et al, 2004)

4) **Sh**: alternanza di sabbie medio-fini vulcanoclastiche e sabbie medio-grossolane carbonatiche, in straterelli centimetrici piano-paralleli e parzialmente incrociati, lateralmente discontinui ed a base erosiva, dovuti a fenomeni di water flow (sensu Miall, 1977) (Trincea 5).

Pertanto nell'ambito delle conoidi mediane gli eventi sedimentari riconosciuti appartengono essenzialmente a hyperconcentrated flow, volcaniclastic debris flow e water flow. In particolare gli eventi più rappresentati e più recenti sono dovuti in prevalenza a hyperconcentrated flows e a volcaniclastic debris flow e subordinatamente a water flow.

### ***Conoide distale***

1) **Sh**: alternanza di sabbie medio-fini vulcanoclastiche e sabbie medio-grossolane carbonatiche, in straterelli centimetrici piano-paralleli e parzialmente incrociati, lateralmente discontinui ed a base erosiva, dovuti a fenomeni di water flow (sensu Miall, 1977)

2) **Sl**: alternanza di sabbie medio-fini prevalentemente vulcanoclastiche e limi sabbiosi parzialmente laminati, in straterelli centimetrici da piano-paralleli a massivi, lateralmente discontinui dovuti a fenomeni di water flow (sensu Miall, 1977)

3) **Fm**: Limi e sabbie fini vulcanoclastiche, massive, con rari elementi ghiaiosi lateralmente discontinui, dovuti a fenomeni di esondazione dal canale principale e/o secondario della conoide (facies di crevasse, sensu Miall, 1977)

4) **Gmsv**: Ghiaie e sabbie vulcanoclastiche, massive, matrice sostenute, poco sortite con rari clasti carbonatici sabbiosi grossolani, a base erosiva, dovuti a debris flow le cui componenti principali sono vulcanoclastiti (volcaniclastic debris flow, sensu Zanchetta et al, 2004)

Pertanto nell'ambito delle conoidi distali sono stati riconosciuti i seguenti eventi: water flow, crevasse e volcaniclastic debris flow, con il primo che caratterizza l'intero settore e gli altri due che sono localizzati in prossimità dei canali.

- **AMBITO DI PIANA ALLUVIONALE**

Nell'ambito della pianura alluvionale sono stati distinti due morfotipi, caratterizzati da specifici meccanismi deposizionali ed erosionali:

- **Terrazzo alluvionale**

Superficie sub-pianeggiante debolmente terrazzata sul fondovalle di origine fluvio-palustre costituita da depositi in cui predominano le seguenti lithofacies:

1) **Fl**: sabbie, limi ed argille caratterizzate da laminazioni piano-parallele, prevalentemente vulcanoclastiche, ricche di elementi organici e carboniosi e rare sabbie grossolane e ghiaie fini, dovute ad episodi di overbank e di flood (sensu Miall, 1977)

2) **Fsc**: limi ed argille da laminate a massive, prevalentemente vulcanoclastiche, ricche di elementi organici e carboniosi e rare sabbie grossolane e ghiaie fini, dovute ad episodi di overbank (sensu Miall, 1977) e di waterlogging (sensu Brown, 2004).

- **Vallecola colluviale**

Superficie a debole pendenza a forma concava dovuta ad una modesta reincisione del terrazzo, costituita in prevalenza da depositi dovuti al ricolluvionamento delle lithofacies **Fl** e **Fsc**.

- **AMBITO DI INTERCONOIDE**

Settore compreso tra due lobi di conoidi alluvionali coalescenti e pertanto si presenta leggermente depresso rispetto ad essi. Vi dominano processi legati al ricolluvionamento dei depositi che costituiscono i vari settori della conoide e a processi dovuti al ruscellamento superficiale delle acque meteoriche. I depositi tipici di questo settore sono generalmente a granulometria fine (da sabbie a limi) a forte componente vulcanoclastica, da massiva a laminata. Nel database i depositi sono siglati con b2, così come riportate nelle norme CARG (Trincea 1-6-8-10-12-13-14-15-16).

- **AMBITO DELLE CONOIDI COLLUVIALI**

Settore posto alla base dei versanti a forma concavo-convessa, formati per la coalescenza di differenti meccanismi erosionali e deposizionali, sia rapidi che lenti, che hanno interessato le coperture piroclastiche ed i suoli presenti sul versante, il versante carbonatico e la falda detritico-colluviale. Si compone di un settore concavo in cui vi hanno dominato prevalentemente fenomeni erosivi e di un settore convesso posto a valle di quest'ultimo. In esso l'analisi delle facies delle

stratigrafie delle trincee ha permesso di identificare sia processi dovuti a frane che a colluvioni più o meno canalizzate. Pertanto vi dominano depositi vulcanoclastici massivi, per niente sortiti, con rare ghiaie eterometriche da spigolose a sub-angolari, depositi vulcanoclastici con abbondante scheletro carbonatico e depositi detritici massivi in matrice vulcanoclastica. Nel database i depositi sono siglati con b2 così come riportate nelle norme CARG (Trincea 1-6-8-10-12-13-14-15-16).

- **AMBITO DELLA FALDA DETRITICO-COLLUVIALE**

Settore posto alla base dei versanti formati per accumulo di materiali detritici e colluviali derivanti dalla disgregazione fisica del versante e delle coperture pedo-vulcanoclastiche. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie eterometriche angolose clino-stratificate, generalmente in abbondante matrice vulcanoclastica, da sciolte a cementate, in cui si intercalano paleosuoli e depositi piroclastici in giacitura primaria. Nel database i depositi sono siglati con a3, così come riportate nelle norme CARG (Trincea 7-8-20).

## 7. IDROGEOLOGIA

La cartografia idrogeologica (Fig. 7.1) è finalizzata alla rappresentazione delle condizioni idrogeologiche che possono condizionare la stabilità dei versanti. Nell'elaborato cartografico vengono evidenziati:

- la ripartizione delle acque superficiali, sub-superficiali e sotterranee;
- la più probabile direzione di deflusso sotterraneo con i relativi recapiti superficiali;
- le sorgenti;
- la profondità della superficie piezometrica nelle aree di Piana.

Per la per la redazione di una cartografia omogenea, è risultato opportuno raggruppare le formazioni geologiche rilevate nei seguenti sistemi idrogeologici distinti in funzione della permeabilità relativa:

- *Sistema idrogeologico carbonatico*
- *Sistema Idrogeologico Arenacea*
- *Sistema idrogeologico dei depositi di conoide alluvionale,*
- *Sistema idrogeologico dei depositi colluviali ed eluviali,*
- *Sistema idrogeologico dei depositi detritici, detritico-piroclastici e caotici*
- *Sistema idrogeologico dei depositi fluvio-lacustri*

### ***Sistema idrogeologico carbonatico***

*Il sistema è rappresentato dalle dorsali di M.te Ciesco Alto, M.te Cornito- M.te Trave del Fuoco, e M.te Tizzone. Comprende i termini carbonatici mesozoici, costituiti essenzialmente da rocce calcaree, alquanto omogenee, di età compresa tra il Lias ed il Cretaceo.* Questi litotipi, caratterizzati da una elevata permeabilità per fessurazione e carsismo, hanno un comportamento uniforme nei riguardi della infiltrazione e del deflusso delle acque, anche se localmente, per la presenza di terreni argillosi, presentano alcune falde sospese. Le variazioni morfologiche, la presenza di coperture quaternarie e le forme carsiche superficiali condizionano il tasso di ruscellamento, che, comunque, nell'insieme, è limitato, anche perché condizionato dal carsismo, elemento determinante per il deflusso idrico sia superficiale sia sotterraneo. I calcari, essendo intensamente fratturati ed intersecati da numerosi sistemi di faglie; sono caratterizzati da elevata permeabilità secondaria per fratturazione e carsismo. Il grado di permeabilità decresce in funzione della cataclasi. Nell'ambito di tale sistema idrogeologico sono stati distinti il **Complesso idrogeologico calcareo (RDO)** ed il **Complesso idrogeologico dolomitico (CRQ)**. Il complesso RDO è contraddistinto da elevata permeabilità per fratturazione e per carsismo, il complesso CRQ pur essendo molto fratturato e carsificato, tuttavia, mostra una permeabilità medio-alta, leggermente inferiore al complesso RDO. Tali complessi idrogeologici **avendo una potenza di varie centinaia di metri, rappresentano i principali acquiferi del territorio in esame, costituendo** importanti idrostrutture di notevole estensione ed *“alta potenzialità idrica”*.

### ***Sistema Idrogeologico Arenaceo***

Il sistema è costituito dai termini arenacei e subordinatamente argillosi della Formazione di Caiazzo. Il sistema idrogeologico nell'area in studio è rappresentato solo dal complesso arenaceo (**AQZ**), presente in piccoli affioramenti lungo il V.ne Castello, e nel settore al confine con il territorio del Comune di S. Martino.

In tali zone il complesso arenacea è sottoposto tettonicamente ai calcari del **complesso RDO** e, pur essendo variamente fratturato e caoticizzato dalla tettonica compressiva, comunque è dotato di una permeabilità minore rispetto ai calcari, esercita una funzione di tamponamento ai flussi idrici provenienti dalla struttura carbonatica.

Nella Valle del Castello in corrispondenza dell'accavallamento tettonico dei calcari sui termini della formazione di Caiazzo si registra l'allineamento di piccole sorgenti, alcune delle quali attive solo in corrispondenza di particolari eventi pluviometrici. Altre più importanti sono state captate dal Consorzio irriguo Alto Calore.

### ***Sistema idrogeologico dei depositi di conoide alluvionale***

E' il sistema costituito dai depositi clastici di conoide, in cui sono presenti sia ghiaie a grana grossa, sia sabbie e limi derivanti principalmente dal trasporto torrentizio e dal dilavamento dei terreni piroclastici. Nell'ambito di tale sistema idrogeologico sono stati distinti il **Complesso idrogeologico ghiaioso-sabbioso-limoso (I)** ed il **Complesso idrogeologico ghiaioso sabbioso (ba)**. Il **Complesso idrogeologico ghiaioso-sabbioso-limoso (I)** è costituito dai depositi prevalentemente clastici grossolani talora clinostratificati legati al trasporto torrentizio e livelli detritico-carbonatico caoticizzati messi in posto da processi gravitativi di frana tipo colata e da flussi iperconcentrati. Tale complesso è presente con la caratteristica forma a ventaglio allo sbocco dei principali valloni che si affacciano nella sottostante Piana: V.ne Castello, V.ne S. Gennaro, V.ne Conca, V.ne Pozzillo. I sondaggi eseguiti nell'area hanno evidenziato spessori molto variabili ma comunque superiore alle decine di metri. La permeabilità relativa del complesso si riduce progressivamente via via che si procede dall'apice del conoide verso la Piana.

Il **Complesso idrogeologico ghiaioso sabbioso (ba)** costituisce piccole conoidi detritiche presenti alla base di base versante in corrispondenza di impluvi minori. Il Complesso è caratterizzato da livelli lenticolari di piroclastiti rimaneggiate, generalmente da incoerente a poco coesivo, a tessitura sabbioso-limoso, con diffusi inclusi calcarei e pomicei di taglia decimetrica e centimetrica e con frequenti lenti e livelli detritici. Lo spessore varia da alcuni metri alla decina di metri. La permeabilità del complesso è medio bassa.

### ***Sistema idrogeologico dei depositi colluviali ed eluviali.***

Il sistema è costituito prevalentemente da limi e sabbie derivanti dalla dilavamento e dalla alterazione in situ dei terreni piroclastici che ammantano i rilievi carbonatici. Tali depositi si

rinvengono alla base dei versanti che delimitano le aree pianeggianti a monte dell'abitato di cervinara e costituiscono il raccordo dei rilievi con la Piana Caudina. La permeabilità complessiva del sistema idrogeologico varia da medio a bassa.

Nel sistema sono stati distinti il **Complesso idrogeologico sabbioso limoso (b<sub>2</sub>)** ed il **Complesso idrogeologico limoso sabbioso (b<sub>7</sub>)**.

il **Complesso idrogeologico sabbioso limoso (b<sub>2</sub>)**

Il Complesso è formato da limi ed argille residuali, derivanti dall'alterazione di materiale piroclastico, generalmente incoerenti o debolmente coesivi, a tessitura con prevalente matrice in cui sono inclusi clasti calcarei e talora anche pomicei di taglia millimetrica, oltre a livelli cineritici rimaneggiati. In particolare il complesso si rinviene in corrispondenza di piccoli rilievi che si elevano tra la Piana d'lorio e la Piana Gregorio. Lo spessore varia da 50 cm a 3-4 m.

**Complesso idrogeologico limoso sabbioso (b<sub>7</sub>)**.

È ampiamente diffuso sui versanti a monte della Piana d'lorio e la Piana Gregorio Il complesso è formato da terreni detritici incoerenti di colore marrone e localmente arrossati, costituiti da detrito calcareo in matrice piroclastica rimaneggiata, alternati con lenti e livelli detritici grossolani, parzialmente cementati, e da depositi sabbioso-limosi e piroclastici rimaneggiati prodotti dal dilavamento del materiale piroclastico lungo i versanti e dal trasporto colluviale del detrito calcareo superficiale. Sono frammisti livelli legati a processi di frana e di colluvionamento. Lo spessore varia dal metro alla decina di metri.

### ***Sistema idrogeologico dei depositi detritici, detritico-piroclastici e caotici***

Tali depositi sono largamente diffusi alla base del versante occidentale della dorsale di M.te , in riva destra del Vne del Castello, e sono presenti in maniera discontinua alla base dei principali versanti presenti nel territorio comunale. Di regola il sistema idrogeologico è caratterizzato da una permeabilità medio alta per la presenza della componente clastica di natura calcarea a grana grossa.

Il sistema idrogeologico comprende i seguenti complessi idrogeologici il **Complesso idrogeologico detritico (Dt)**, il **Complesso idrogeologico detritico-sabbioso (Dt-s)** ed il **Complesso idrogeologico limoso-ghiaioso con blocchi (a<sub>1a</sub>)**

**Complesso idrogeologico detritico (Dt)**,

È formato da depositi incoerenti costituiti da detrito calcareo in matrice piroclastica rimaneggiata, alternati con lenti e livelli detritici grossolani, anche clinostatificati e/o parzialmente cementati (nella parte prossimale), e da depositi sabbioso-limosi e piroclastici rimaneggiati nella parte più distale, prodotti dal dilavamento del materiale piroclastico lungo i versanti e dal trasporto torrentizio e gravitativo. Sono frammisti livelli legati a processi di frana da crollo e di alluvionamento. Lo spessore varia dal qualche metro alla decina di metri. La permeabilità di regola è medio alta

**Complesso idrogeologico detritico-sabbioso (Dt-s)**

Nel complesso detritico prevalgono sabbie e limi colluviali piroclastici, con subordinati clasti calcarei che conferiscono al deposito una permeabilità media. Il deposito si rinviene in

affioramento in limitate aree alla base di versanti. Nel Complesso detritico sabbioso sono stati inclusi sottili livelli di pozzolane e tufo e le piroclastiti alterate, la cui permeabilità assume valori da bassa a medio bassa in relazione allo stato di fessurazione e/o allo stato di addensamento. La rilevanza dei materiali piroclastici è dovuta alla loro capacità di modificare il tasso di infiltrazione e quindi di influire anche sul fenomeno carsico.

#### ***Complesso idrogeologico limoso-ghiaioso con blocchi (a1a)***

Tali terreni rappresentano i cumuli di frane. Il deposito contiene blocchi e ghiaie a spigoli vivi di natura calcarea inclusi in maniera caotica in una massa di terreni piroclastici alterati e rimaneggiati, costituiti da pomici di varie dimensioni, cenere argillificate con abbondante frazione organica e con frammenti di rami e radici di piante. Il deposito in funzione dello stato di formazione della frana può essere da poco addensato a ad addensato.

Il deposito è diffuso alla base del versante orientale di M.te Trave del Fuoco e corrisponde all'accumulo dei materiali di frana che si sono staccati dal versante nel 1999. Il complesso, di regola ha scarsa estensione areale e presentano spessori dell'ordine di qualche metro. Di regola la permeabilità di tali terreni è medio bassa per l'elevato contenuto della frazione argillosa alterata, tuttavia localmente la permeabilità potrebbe aumentare in funzione della maggiore presenza di ghiaie e blocchi.

#### ***Sistema idrogeologico dei depositi fluvio-lacustri***

Il sistema è rappresentato dai depositi che riempiono l'antico lago che ha occupato durante il Quaternario la Piana Caudina. Il sistema è caratterizzato dal ***Complesso idrogeologico limoso-sabbioso-ghiaioso (b)***. Si tratta di limi, sabbie, ed argille alluvionali e fluvio-lacustri, in cui compaiono anche intercalazioni di depositi piroclastici e tufacei. La permeabilità è prevalentemente per porosità ed il grado è estremamente variabile da basso ad alto in relazione alle caratteristiche granulometriche, allo stato di addensamento e/o di addensamento del deposito; il deflusso idrico ha luogo in corrispondenza dei livelli a permeabilità maggiore, spesso sovrapposti ed interposti. Lo spessore del deposito è stato accertato mediante numerosi sondaggi eseguiti nella pian Caudina e di regola è superiore a 70-80 m e localmente supera anche il centinaio di metri. Il complesso comprende acquiferi di piana con "potenzialità idrica medio-bassa". Nei settori a contatto con idrostrutture carbonatiche si possono ricevere cospicui travasi da queste ultime.

#### **Circolazione idrica superficiale**

La rete idrografica presenta un perfetto adattamento alla struttura geologica e tettonica del rilievo. Nell'area si possono distinguere quattro importanti bacini: Bacino del Castello, Bacino S. Gennaro, Bacino Conca e Bacino Pipirozza. Il Bacino del Castello è l'unico che presenta una circolazione d'acqua permanente, negli altri bacini i torrenti si attivano solo in concomitanza di piogge copiose.

## Circolazione idrica sotterranea

La circolazione idrica sotterranea è principalmente condizionata dalle caratteristiche idrogeologiche dei litotipi presenti e soprattutto dai rapporti geometrico-stratigrafici e dalle implicazioni tettonico-carsiche.

La carta idrogeologica ipotizza la presenza di un importante spartiacque sotterraneo che si sviluppa con direzione sud-est / nord-ovest lungo tra *M.te Ciesco Alto* e *M.te Trave di Fuoco*. In corrispondenza di tale elemento idrogeologico si registra la suddivisione di flussi idrici sotterranei verso sud e flussi sotterranei verso nord e nord-est ( cfr. sez. idrogeologica B-B'). In particolare, alla base del versante orientale di **M.te Trave di Fuoco** è presente un importante sovrascorrimento tettonico che si realizza tra i calcari della formazione **RDO** e le sottostanti arenarie della formazione **AQZ**. Questa struttura tettonica si sviluppa per più di un chilometro in direzione NW-SE parallelamente al *V.ne Castello*. In alcuni tratti si distingue in affioramento per la presenza di numerose faglie inverse a piccolo rigetto che interessano i calcari e le sottostanti arenarie, generando una serie di piccole scaglie tettoniche. In corrispondenza di tale elemento strutturale sono presenti due sorgenti captate dal Consorzio Alto Calore e numerose piccole risorgente effimere. Altro flusso idrico sotterraneo con andamento *SE-NW* viene ipotizzato nell'ambito della struttura di *M.te Tizzone*. Anche questa struttura carbonatica si sovrappone tettonicamente alle arenarie della Formazione **AQZ**. Anche in corrispondenza di tale struttura tettonica si registrano allineamenti di piccole sorgenti.

Nella tabella vengono indicate n 8 sorgenti censite nel corso dei sopralluoghi ed indicate in carta con il numero di riferimento, le sorgenti con portata maggiore sono state captate dall'Acquedotto Alto calore. Le altre sono sorgenti effimere:

- Sorgente n.3 Q = 20-25 l/s
- Sorgente n. 4 Q = 20-25 l/s
- Sorgente n. 8 Q = < 1,5 l/s
- Sorgente n. 9 Q = < 0,5 l/s
- Sorgente n. 10 Q = < 0,5 l/s
- Sorgente n. 11 Q = < 1,0 l/s
- Sorgente n. 17 Q = < 0,5 l/s
- Sorgente n. 18 Q = < 100,0 l/s

La carta Idrogeologia riporta le isofreatiuche costruite in base al monitoraggio della falda falda presente nel sottosuolo di quella porzione del territorio comunale che insiste sulla Piana Caudina eseguito dall'ADB nel 1988 e nel 2011. In base a tale monitoraggio evince che di regola nei periodi invernali la falda è molto prossima al piano di campagna, per tale motivo di fondo alcuni settori della piana presentano ristagni s'acqua e allagamenti in concomitanza di eventi pluviometrici intensi e continui nel tempo.



## 8. ANALISI E MODELLAZIONI GEOTECNICHE

Le analisi geotecniche si sono avvalse delle risultanze delle analisi geologiche e geomorfologiche, delle indagini in sito e di laboratorio e hanno riguardato le fasi di innesco e di propagazione dei fenomeni franosi tipo flusso che hanno avuto e possono avere sede nelle coltri di copertura dei versanti del Comune di Cervinara.

Per tali fenomenologie franose si è adottata una classica suddivisione del fenomeno in due fasi distinte (innesco/erosione e propagazione) riferendosi, rispettivamente, al distacco di una massa di terreno a seguito dell'attingimento di condizioni di collasso per attrito e alla sua successiva propagazione verso valle come fluido viscoso. In particolare, l'applicazione dei modelli di innesco e di propagazione ha richiesto la preventiva taratura dei parametri che si è conseguita, per la fase di innesco, mediante analisi parametriche dei meccanismi di innesco e, per la fase di propagazione, attraverso l'analisi a ritroso dei ben noti fenomeni franosi occorsi nel Dicembre 1999. Per entrambe le fasi di calibrazione, i parametri ottenuti sono stati confrontati con quelli ricavati nell'ambito di studi condotti in contesti analoghi ed ampiamente documentati in letteratura nonché utilizzati per la stima dei volumi di innesco e della loro susseguente propagazione con riferimento a ciascuno dei bacini oggetto di studio.

### 8.1. FASE DI INNESCO

L'analisi della fase di innesco è stata distinta in relazione alla tipologia dei fenomeni in atto e/o potenziali che caratterizzano le aree di studio: fenomeni del tipo colata e fenomeni di tipo flusso iperconcentrato. In particolare, sono stati distinti i fenomeni del tipo colata rapida con meccanismo di innesco caratterizzato dal distacco delle coltri per effetto diretto degli incrementi di pressione neutre dovuti all'infiltrazione delle piogge, dai fenomeni di tipo flusso iperconcentrato, legati essenzialmente all'erosione delle coltri operata dalle acque meteoriche.

I dati di input per l'analisi della fase di innesco sono stati dedotti dalle indagini in sito e di laboratorio, nonché dagli studi geologici e geomorfologici, ed hanno consentito di ricostruire un modello geotecnico del terreno di dettaglio.

#### 8.1.1. *Modelli di innesco*

Con riferimento alle fenomenologie di colata rapida, le aree instabili sono state stimate ricorrendo ad una metodologia innovativa che ha previsto l'analisi delle condizioni di innesco mediante l'utilizzo dei cosiddetti "*Modelli di innesco fisicamente basati di tipo distribuito*" disponibili nella letteratura scientifica (Baum et al. 2002, 2008), opportunamente tarati con analisi di tipo parametrico e supportati da studi già in precedenza condotti in contesti geo-ambientali analoghi a quello oggetto di studio.

I modelli in questione accoppiano un modello idrologico, per l'analisi delle pressioni neutre, con il modello di pendio indefinito, per il calcolo del fattore di sicurezza. Tali modelli sono tipicamente applicati su una discretizzazione del dominio in celle quadrate. Differenti tipologie di modelli distribuiti sono stati proposti nella letteratura scientifica e, tra essi, quelli che utilizzano

una soluzione analitica per la valutazione delle pressioni neutre mostrano grandi potenzialità per l'analisi delle fenomenologie franose di tipo flusso (Ward et al. 1982, Montgomery and Dietrich 1994, Dietrich et al. 1995, Terlien et al. 1995, Wu & Sidle 1995, Pack et al. 1998, van Ash et al. 1999, Baum et al. 2002, 2008 Savage et al. 2004).

Tali modelli possono essere utili nell'analisi della fase di innesco di colate rapide di detrito e/o fango in quanto queste fenomenologie sono frequentemente caratterizzate da un meccanismo di innesco superficiale di tipo traslazionale. Oltretutto, la loro struttura basata sulla discretizzazione a celle e la disponibilità di Sistema Informatico Territoriale, garantisce la possibilità di analisi su area vasta.

Tra i modelli analitici disponibili, il modello ritenuti adeguati per il territorio in esame è rappresentato dal modello TRIGRS (Baum et al. 2002, Baum et al. 2008, Savage et al. 2004). Tale modello adotta le ipotesi di superficie di rottura planare parallela al pendio, spessore costante della coltre, substrato impermeabile, linee di flusso e piano di falda parallela al pendio. Tali ipotesi possono certamente considerarsi valide per i meccanismi di innesco dei fenomeni superficiali di tipo flusso. Il modello TRIGRS consente di considerare anche condizioni di parziale saturazione della coltre (Baum et al. 2008) che necessitano la definizione delle caratteristiche idrauliche dei terreni di copertura secondo la meccanica dei mezzi parzialmente saturi.

Nell'ambito del territorio di interesse, in relazione alla disponibilità di dati e le caratteristiche delle coltri di copertura si è ritenuto la versione satura del modello TRIGRS (Baum et al. 2002), adottando una condizione di completa saturazione della coltre con presenza di frangia capillare.

In dettaglio, tale modello implementa la soluzione linearizzata delle equazione di Richards (eq. 1 e 2) proposta da Iverson (2000), estesa da Baum et al. (2002) e Savage et al. (2004) al caso di substrato impermeabile alla base della coltre.

In accordo con Iverson (2000) e Savage et al. (2003), la distribuzione della pressioni neutre è ottenuta per sovrapposizione di una componente stazionaria,  $\Psi_0(Z,0)$ , ed una transitoria,  $\Psi_0(Z,t)$ :

$$\psi(Z,t) = \psi_0(Z,0) + \Delta\psi(Z,t) \quad (8.1)$$

La componente stazionaria è data da:

$$\psi_0(Z,0) = (Z - d_{w0}) \left( \cos\delta - \frac{I_{z0}}{K_z} \right) \cos\delta \quad (8.2)$$

dove  $Z$  è la direzione verticale,  $d_{w0}$  è la profondità del piano di falda in condizioni stazionarie nella direzione  $Z$ ,  $I_{z0}$ , è l'intensità di pioggia stazionaria stazionaria (iniziale),  $K_z$ , il coefficiente di permeabilità satura e  $D_1 = D_0 \cos^2\delta$ , con  $\delta$  la pendenza del pendio e  $D_0$  la diffusività satura della coltre definita come rapporto tra il coefficiente di permeabilità satura e l'incremento di contenuto d'acqua volumetrico rispetto alla variazione di pressione neutra.

Per la componente transitoria della filtrazione, TRIGRS utilizza una serie di funzioni Heavyside per implementare la sommatoria suggerita da Iverson (2000) per la sua soluzione ed integra nel caso di substrato a profondità finita la seguente equazione:

$$\Delta\psi(Z,t) = 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nZ}}{K_Z} H(t-t_n) [D_1(t-t_n)]^{\frac{1}{2}} \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \begin{aligned} &ierfc \left[ \frac{(2m-1)d_{LZ} - (d_{LZ} - Z)}{2[D_1(t-t_n)]^{\frac{1}{2}}} \right] \\ &+ ierfc \left[ \frac{(2m-1)d_{LZ} + (d_{LZ} - Z)}{2[D_1(t-t_n)]^{\frac{1}{2}}} \right] \end{aligned} \right\} + \\ - 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nZ}}{K_Z} H(t-t_{n+1}) [D_1(t-t_{n+1})]^{\frac{1}{2}} \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \begin{aligned} &ierfc \left[ \frac{(2m-1)d_{LZ} - (d_{LZ} - Z)}{2[D_1(t-t_{n+1})]^{\frac{1}{2}}} \right] \\ &+ ierfc \left[ \frac{(2m-1)d_{LZ} + (d_{LZ} - Z)}{2[D_1(t-t_{n+1})]^{\frac{1}{2}}} \right] \end{aligned} \right\} \quad (8.3)$$

dove  $d_{LT}$  è la profondità del substrato misurata lungo la direzione  $Z$ ,  $I_{nZ}$  è l'intensità di pioggia per l'intervallo  $n$ ,  $N$  è il numero totale di intervalli di pioggia,  $H(t-t_n)$  è la funzione di passo Heavyside e  $ierfc$  è data dalla seguente espressione:

$$ierfc(\eta) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\eta^2) - \eta \operatorname{erfc}(\eta) \quad (8.4)$$

essendo  $\eta$  è una funzione generica e  $\operatorname{erfc}(\eta)$  la funzione di errore complementare.

La pressione neutra a differenti profondità e intervalli è ottenuta sostituendo le eqq. 8.2 e 8.3 nell'eq. 8.1.

Il modello TRIGRS utilizza anche un metodo per considerare l'eccesso di infiltrazione rispetto alla permeabilità satura della coltre, trasferendo tutto il flusso in eccesso presente in una singola cella a quelle posizionate immediatamente a valle di essa.

Per ciascuna cella, TRIGRS fornisce, infine, la distribuzione verticale e temporale del fattore di sicurezza. Quest'ultimo è computato facendo riferimento al semplice schema di pendio indefinito ed è fornito dalla relazione:

$$FS = \frac{c'}{\gamma_{sat} Z \sin \delta \cos \delta} + \frac{\tan \phi'}{\tan \delta} - \frac{\gamma_w \psi \tan \phi'}{\gamma_{sat} Z \sin \delta \cos \delta} \quad (8.5)$$

dove  $c'$  è la coesione efficace,  $\phi'$  l'angolo d'attrito e  $\gamma_{sat}$  il peso dell'unità di volume del terreno saturo.

### 8.1.2. Dati di input e taratura dei parametri di calcolo

Le analisi della fase di innesco delle colate rapide sono state condotte utilizzando i dati desunti direttamente dal database disponibile o ottenuti da opportune analisi parametriche.

In sintesi i dati di input dei modelli sono consistiti in:

- Modello digitale del terreno
- Distribuzione delle pendenze
- Distribuzione delle direzioni prevalenti del flusso
- Distribuzione degli spessori
- Parametri fisico-meccanici
- Condizioni iniziali
- Condizioni al contorno

Il Modello Digitale del Terreno è stato fornito dall'Autorità di Bacino per ciascuna delle aree di studio ed è stato utilizzato con maglia quadrata di lato 1m. Da tale modello topografico, si sono, quindi, ottenute la distribuzione delle pendenze e le direzioni di flusso prevalenti.

La distribuzione degli spessori è stata ottenuta in formato grid attraverso l'elaborazione della Carta degli spessori delle coperture definite con lo studio geologico di dettaglio.

Per quanto riguarda le caratteristiche fisico-meccaniche, si è fatto riferimento ad un set di parametri ritenuti significativi per le coltri di copertura in esame.

La condizione iniziale delle pressioni neutre assunta alla base delle modellazioni per i fenomeni di innesco è relativa alla completa saturazione della coltre con piano di falda coincidente con il substrato in ciascuna cella del dominio di calcolo. In tale condizione, le pressioni neutre risultano in valore negativo nella coltre per effetto della presenza di una frangia capillare.

Particolare attenzione è stata rivolta alle condizioni al contorno che per le fenomenologie in esame sono rappresentate, oltre che dall'impermeabilità del substrato alla base della coltre, dalle precipitazioni meteoriche sul piano campagna.

I dati relativi alle intensità di pioggia sono stati desunti dalle analisi idrologiche svolte dall'Autorità di Bacino per tutti i bacini di interesse. I valori di dette intensità sono stati ottenuti attraverso la legge di probabilità pluviometrica definita nell'ambito del Rapporto VAPI Campania, attraverso una metodologia di analisi regionale di tipo gerarchico, basata sull'uso della distribuzione di probabilità del valore estremo a doppia componente (TCEV - Two Component Extreme Value). Tale procedura si basa sulla considerazione che esistono zone geografiche via via più ampie che possono considerarsi omogenee nei confronti dei parametri statistici della distribuzione, man mano che il loro ordine aumenta.

Per la stima della legge di probabilità pluviometrica, che definisce appunto la variazione della media del massimo annuale dell'altezza di pioggia con la durata, il Rapporto VAPI Campania fa sostanzialmente riferimento a leggi a quattro parametri del tipo:

$$m[h(d)] = \frac{m[I_0] \cdot d}{\left(1 + \frac{d}{d_c}\right)^{C-D \cdot z}} \quad (8.6)$$

in cui  $m/l_0$  rappresenta il limite dell'intensità di pioggia per  $d$  che tende a 0.

In particolare, il ricorso alle intensità di pioggia ricavate da leggi di probabilità pluviometrica, ottenute dalle analisi idrologiche ed idrauliche, ha consentito di correlare direttamente la probabilità di accadimento della causa innescante alla probabilità di innesco del fenomeno franoso. Le condizioni di instabilità per ogni periodo di ritorno di riferimento sono state quantificate, infine, in volumi potenzialmente instabili per ciascuno dei quali sono stati individuati i più probabili meccanismi di innesco. Tali volumi sono stati poi utilizzati nella successiva fase di propagazione dei flussi.

Con riferimento alla fenomenologie di tipo flusso iperconcentrato non si è ritenuto di dover valutare in maniera puntuale le quantità di materiale solido eventualmente mobilitabili da flussi idrici superficiali, includendo tutte le relative valutazioni nella modellazione della fase di propagazione di tali fenomenologie.

### **8.1.3 Simulazioni effettuate**

L'analisi della fase di innesco di frane superficiali si è sviluppata secondo la seguente metodologia: i) valutazione delle aree potenzialmente instabili tramite l'utilizzo del modello fisicamente basato TRIGRS, ii) analisi dei risultati del modello TRIGRS ed individuazione delle aree suscettibili a fenomeni di primo distacco, iii) confronto delle aree di innesco con i tematismi geologici, geomorfologici ed idrogeologici ed individuazione dei possibili meccanismi di innesco evidenziati da Cascini et al., (2008), iv) individuazione delle aree maggiormente suscettibili a fenomeni di innesco e dei relativi volumi mobilitati, v) verifica delle valutazioni effettuate ai precedenti punti i-iv per ciascun sottobacino/bacino montano ed eventuale aggiornamento della carta delle aree e dei meccanismi di innesco. Tale procedura, particolarmente laboriosa e, peraltro, particolarmente innovativa in campo scientifico e tecnico, si è resa necessaria sia per la particolare complessità del contesto geomorfologico i cui aspetti peculiari sono stati descritti nei precedenti capitoli e sia per le limitazioni degli attuali modelli di analisi della stabilità dei versanti su area vasta (tra cui si annovera il modello TRIGRS).

In dettaglio, con riferimento al punto (i) sono state eseguite numerose analisi con il modello TRIGRS prendendo a riferimento molteplici condizioni idrauliche al contorno - differenti coppie di intensità e durata della pioggia per un fissato periodo di ritorno pari a  $T = 200$  anni - (Tab. 8.1) e differenti ipotesi per le proprietà idrauliche e meccaniche dei terreni coinvolti (Tab. 8.2). È stato così ottenuto un generale quadro di riferimento per le aree maggiormente suscettibili a fenomeni di primo distacco nel quale si è potuto tenere in conto anche, indirettamente, della possibile insorgenza di immissioni idriche dal substrato verso la coltre piroclastica. A tal riguardo, pare utile osservare che, per i ben noti fenomeni di primo distacco occorsi lungo i versanti del massiccio del Pizzo d'Alvano nel maggio 1998, Cascini et al. (2011) osservano che nelle molteplici condizioni geomorfologiche di tale area, pienamente assimilabili a quelle dei versanti che insistono sull'abitato del Comune di Cervinara, una pioggia critica di durata pari a 48 ore e l'insorgenza di immissioni idriche dal substrato hanno causato nel maggio 1998 una diminuzione del coefficiente di sicurezza di detti pendii non superiore a 0,3. Da tali risultanze, scaturisce la possibilità di prendere a riferimento quali aree potenzialmente instabili quelle con coefficienti di sicurezza

inferiore ad  $FS = 1,3$ , attesa la oggettiva difficoltà di avere conoscenza o informazioni di tipo diretto sulla localizzazione e sulle portate di dette sorgenti idriche effimere dal substrato. Un esempio dei risultati ottenuti è riportato in Figura 8.1.

Al punto (ii) i risultati del modello TRIGRS, che si riferiscono a celle del DTM ciascuna considerata indipendente da quelle circostanti, sono stati utilizzati come indicatori di possibili instabilità locali. In particolare, le celle con coefficiente di sicurezza (FS) inferiore a 1.3 sono state prese a riferimento e, in base alla posizione, distanza relativa e densità in una data area, sono state utilizzate per delineare le aree di accadimento di possibili fenomeni di innesco.

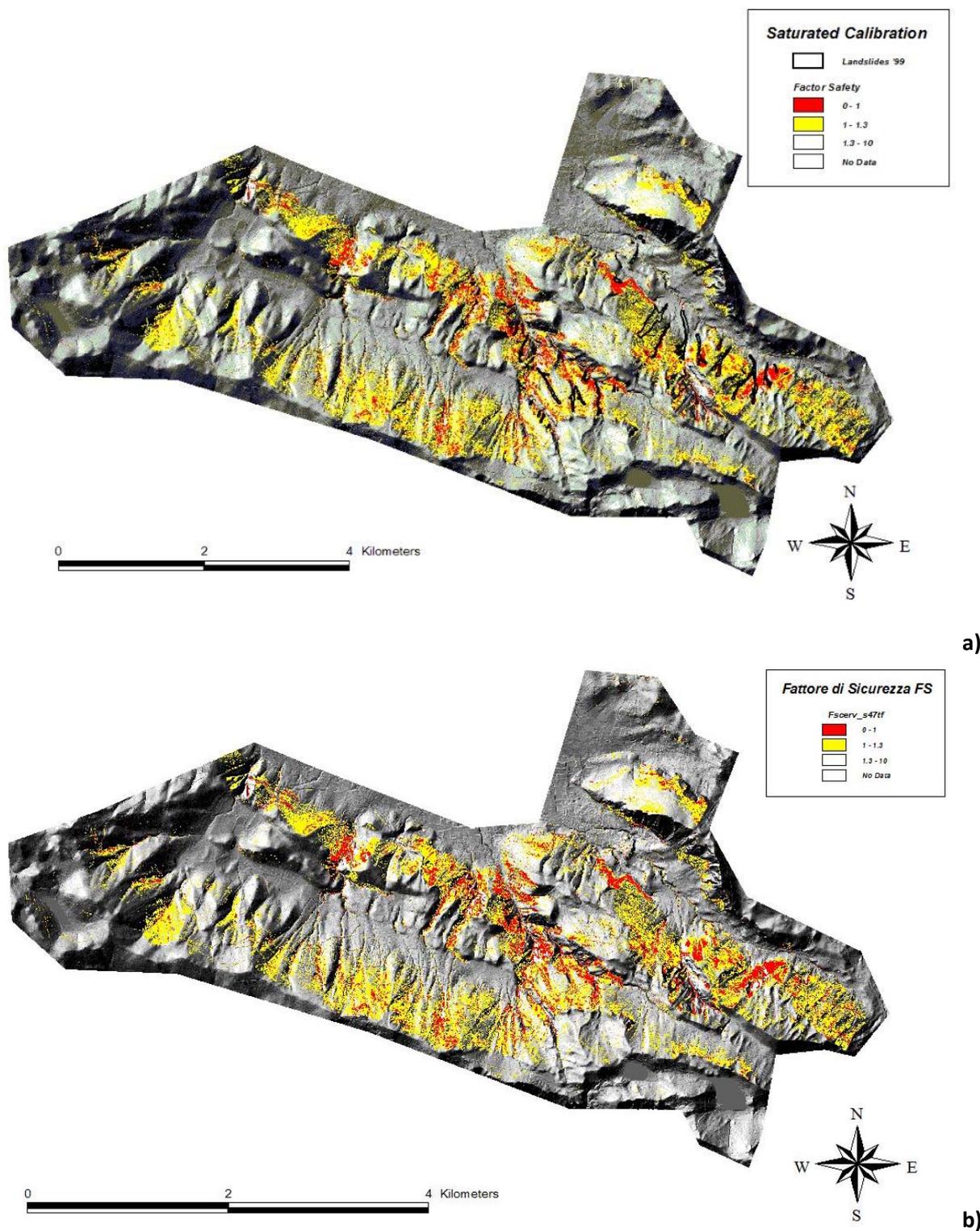
**Tabella 8.1.** Valori delle coppie intensità-durata della pioggia utilizzati nelle modellazioni della fase di innesco.

<b>T</b>	<b>I</b>	<b>I</b>	<b>d</b>	<b>h</b>
<b>[y]</b>	<b>[mm/h]</b>	<b>[m/s]</b>	<b>h</b>	<b>mm</b>
200	18,68	5,189E-06	12	224,1
200	12,53	3,480E-06	24	300,7
200	9,50	2,638E-06	36	341,9
200	7,80	2,167E-06	48	374,4

**Tabella 8.2.** Parametri utilizzati nelle modellazioni della fase di innesco.

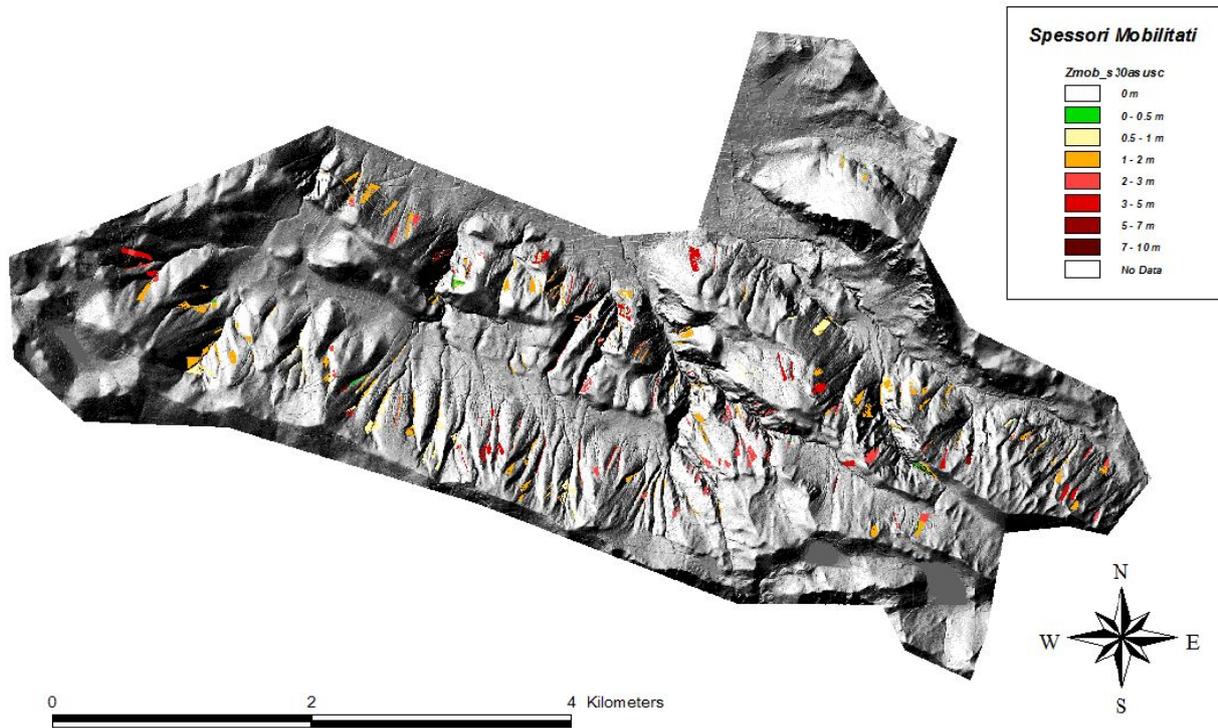
$K_{sat}$	$D_0$	$\gamma_s$	$c'$	$\phi'$
m/s	$m^2/s$	$N/m^3$	kPa	°
5,00E-05	5,0E-05	14500	5	38

Successivamente (punto iii), le possibili aree di innesco sono state confrontate con numerosi tematismi quali: la carta geomorfologica (per quanto attiene agli ambiti geomorfologici), la carta degli spessori (con particolare interesse alle zone con spessori superiori a 0,5-1,0 m), la carta idrogeologica (per verificare la presenza, osservata o supposta, di immissioni idriche dal substrato), la carta dei fattori antropici (con particolare riferimento a strade e sentieri). Ne è risultato, in taluni casi, un ottimo accordo tra le aree di innesco individuato con il modello TRIGRS e con un approccio geologico; si è reso, quindi, necessario, solo una migliore definizione di tipo geometrico del contorno dell'area di innesco. In altri casi, si è riscontrato un parziale disaccordo tra i risultati dell'approccio geologico e geotecnico da imputarsi, di caso in caso, a locali incrementi delle condizioni di stabilità delle coltri per condizioni stratigrafiche meno gravose di quelle assunte nello schema di pendio indefinito (come nel modello TRIGRS) o per una leggera sovrastima degli spessori di materiale presenza (ad esempio, su pendii più acclivi di 45°). Per tutte le situazioni innanzi esposte sono state effettuate, quindi, ulteriori verifiche di campo e/o analisi con il modello TRIGRS che hanno consentito di ottenere una soddisfacente valutazione delle condizioni di stabilità attuali e future (per eventi con periodo di ritorno pari a  $T=200$ ). Per ciascuno di tali aree, si è, quindi, proceduto alla individuazione dei relativi meccanismi di innesco indicati da Cascini et al. (2008).

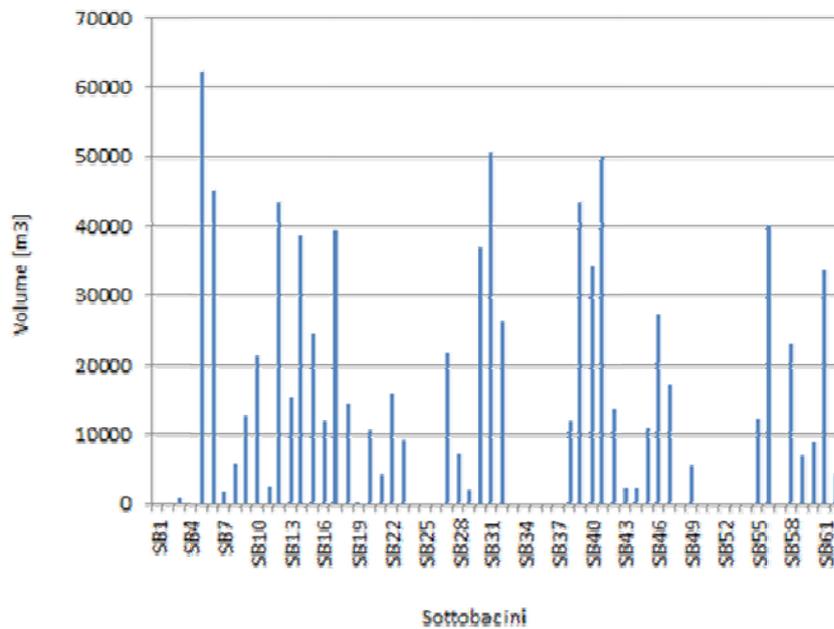


**Figura 8.1.** Distribuzione areale del fattore di sicurezza per pioggia: a) pari a 263,8 mm in 38 ore (registrata il 14-15 Dicembre 1999) e b) di durata 24 ore e periodo di ritorno di 200 anni.

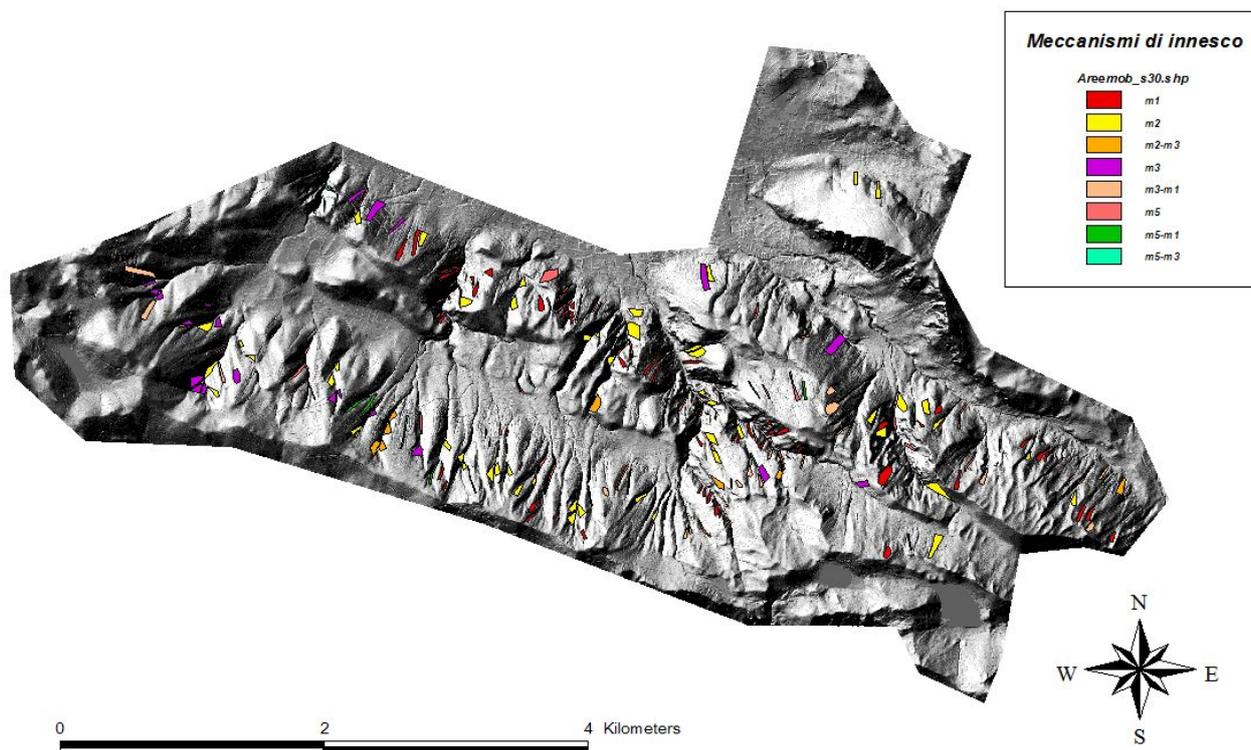
Sulla base di tutte le suddette valutazioni, ai punto iv) e v) è stato possibile individuare le aree maggiormente suscettibili a fenomeni di innesco, gli spessori di materiale mobilitato (Fig. 8.2), i relativi volumi di innesco cumulati per ciascun sottobacino (Fig. 8.3), unitamente ai più probabili meccanismi di innesco (Fig. 8.4).



**Figura 8.2.** Spessori mobilitati in corrispondenza dello scenario di instabilità indotto da pioggia di durata di 24 e periodo di ritorno di 200 anni.



**Figura 8.3.** Volumi mobilitati in corrispondenza dello scenario di instabilità indotto da pioggia di durata di 24 e periodo di ritorno di 200 anni.



**Figura 8.4.** Meccanismi di innesco individuati in corrispondenza dello scenario di instabili indotto da pioggia di durata di 24 e periodo di ritorno di 200 anni.

## 8.2. FASE DI PROPAGAZIONE

### 8.2.1. Modelli di propagazione

La fase di propagazione è stata analizzata separatamente per ogni tipologia di fenomeno di instabilità potenziale individuata per le aree oggetto di studio (colate rapide di fango e flussi incanalati iperconcentrati) con l'obiettivo di determinare le aree di potenziale transito ed invasione dei volumi mobilitati. A tal fine, si è fatto ricorso ad un modello idrodinamico (O'Brien et al. 1988) in grado di descrivere la variazione delle grandezze che caratterizzano il moto attraverso l'adozione, per la miscela solido-acqua, di un fluido continuo equivalente la cui reologia è retta da opportune leggi. In particolare, si è utilizzato il codice di calcolo FLO-2D (O'Brien et al. 1993) che consente l'integrazione euleriana delle equazioni del moto in un dominio bidimensionale, permettendo di pervenire alla determinazione delle aree invase dal flusso oltre che dei valori di altezza e velocità di quest'ultimo. Il fluido equivalente con cui si schematizza la miscela di assegnata concentrazione volumetrica  $C$  è caratterizzato dalle sole componenti sferiche dello stato di tensione e la sua reologia è descritta da un'equazione quadratica (Fig. 8.5) che richiede la conoscenza di due parametri (tensione di snervamento  $\tau_y$  e viscosità dinamica  $\eta$ ).

EQUAZIONI DI BASE	LEGGE REOLOGICA
<p>-Equazione di continuità:</p> $\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h V_x}{\partial x} + \frac{\partial h V_y}{\partial y} = i_{pioggia}$ <p>-Conservazione quantità di moto lungo x:</p> $S_{fx} = i_x - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{V_x}{g} \frac{\partial V_x}{\partial x} - \frac{V_y}{g} \frac{\partial V_x}{\partial y} - \frac{1}{g} \frac{\partial V_x}{\partial t}$ <p>-Conservazione quantità di moto lungo y:</p> $S_{fy} = i_y - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{V_y}{g} \frac{\partial V_y}{\partial y} - \frac{V_x}{g} \frac{\partial V_y}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial V_y}{\partial t}$ <p>h = altezza colata  <i>i</i><sub>pioggia</sub> = intensità di pioggia  <i>S</i><sub>fx</sub> = termini attrittivo lungo la direzione x  <i>S</i><sub>fy</sub> = termini attrittivo lungo la direzione y  <i>i</i><sub>x</sub> = pendenza dell'alveo lungo la direzione x  <i>i</i><sub>y</sub> = pendenza dell'alveo lungo la direzione y</p>	<p>• Quadratica</p> $\tau = \tau_y + \mu \left( \frac{dv}{dy} \right) + C \left( \frac{dv}{dy} \right)^2$ <p>Trasformazione della legge reologica in perdita di carico:</p> $s_f = \frac{\tau_y}{\gamma_m h} + \frac{K \eta V}{8 \gamma_m h^2} + \frac{n_{td}^2 V^2}{h^{4/3}}$ <p><i>τ</i><sub>y</sub> = tensione di snervamento = <i>τ</i><sub>y</sub> = <i>τ</i><sub>c</sub> + <i>τ</i><sub>mc</sub>  (termine coesivo e attrittivo)  <i>γ</i><sub>m</sub> = peso specifico della colata  K = parametro di resistenza empirico (Resistenza al flusso laminare)  <i>η</i> = viscosità del fluido  <i>n</i><sub>td</sub> = coefficiente di rugosità di Mannings</p>

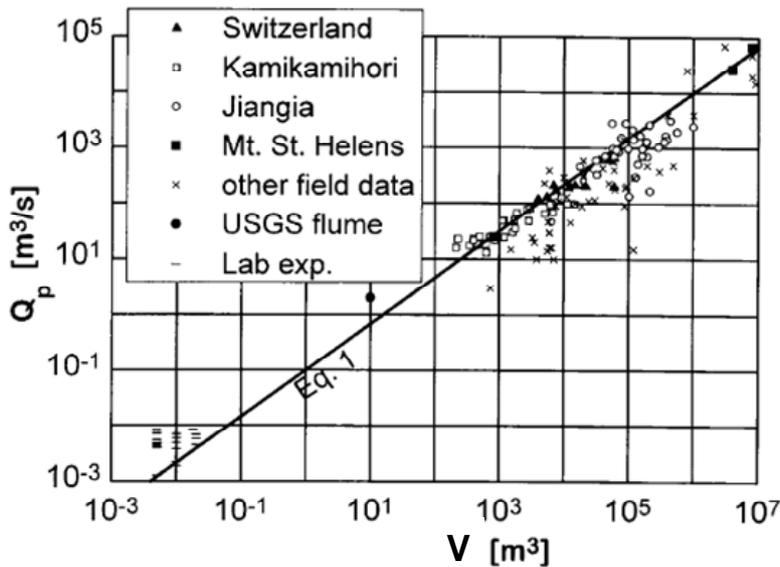
**Figura 8.5.** Equazioni di base e legge reologica implementate nel codice di calcolo FLO-2D (O'Brien et al. 1993).

I dati in ingresso del modello sono rappresentati dal modello digitale del terreno (DTM), dall'idrogramma di piena desunto dagli studi idraulici e dai parametri reologici della miscela.

In riferimento alla individuazione degli idrogrammi di piena e dei parametri reologici caratterizzanti il flusso occorre distinguere tra le due fenomenologie considerate, ovvero tra le colate rapide di fango e i flussi incanalati iperconcentrati.

Nel caso di colate rapide di fango, l'idrogramma di piena in ingresso è stato assunto di forma triangolare; per i valori da attribuire alla portata al colmo si è fatto riferimento a relazioni empiriche disponibili nella letteratura scientifica (Rickenmann 1999) che consentono di stimare tale grandezza in funzione dell'entità dei volumi di innesco (Fig. 8.6).

Per quanto concerne la stima dell'istante di tempo cui associare la portata al colmo, sono stati individuati, in accordo con i dati sperimentali e le indicazioni presenti nella letteratura scientifica, valori compresi tra un terzo e due terzi dell'intera durata dell'evento. In mancanza di informazioni sulle proprietà reologiche delle colate nei terreni presenti nell'area oggetto di studio, si è proceduto alla calibrazione dei parametri da introdurre nel modello di propagazione attraverso analisi a ritroso dei ben documentati fenomeni occorsi nel dicembre 1999.



**Figura 8.6.** Relazione portate al picco e volumi (Rickenmann 1999).

Per ciò che riguarda, invece, i flussi incanalati iperconcentrati si sono effettuate valutazioni idrologiche sugli eventi di piena con prefissato periodo di ritorno ( $T = 200$  anni) nonché sulla quantità dei detriti convogliabili a valle ad opera delle acque ruscellanti. Per la modellazione delle fasi di propagazione verso valle e di invasione delle aree pedemontane sono stati individuati approcci analoghi a quelli proposti per le colate rapide di fango. I relativi parametri reologici, quali la tensione di snervamento e la viscosità dinamica, sono stati stimati sulla base di alcune relazioni suggerite nella letteratura scientifica, che esprimono detti parametri in funzione della concentrazione volumetrica solida della miscela assunta non superiore al 20% (Hung et al. 2001). Per quanto attiene, infine, alla definizione degli idrogrammi di riferimento, questi si sono assunti di forma analoga e con estensione temporale coincidente a quelli idrici stimati su basi idrologiche. Per la valutazione della portata al colmo si è, invece, adottata una relazione empirica proposta nella letteratura scientifica (Takahashi 1991):

$$Q_{pf} = Q_{200} \frac{C^*}{C^* - C_v}$$

in cui  $Q_{200}$  è la portata idrica di piena bicentennale del generico bacino montano considerato mentre  $C^* = 0,7$  e  $C_v = 0.2$  rappresentano le concentrazioni volumetriche della sostanza solida rispettivamente all'interno della colata ed in sede lungo il fondo del canale di transito.

Infine, si sono analizzati possibili fenomeni di deposito di detrito in tratti di canale particolarmente incisi e la loro successiva rimobilitazione durante eventi pluviometrici intensi (fenomeni di tipo dam-break). Sono stati computati i relativi volumi di materiale solido e di acqua e sono state condotte modellazioni analoghe a quelle relative ai flussi iperconcentrati.

Gli scenari di propagazione ottenuti, confermando quanto riportato nella letteratura scientifica di settore, da un lato evidenziano un'elevata dipendenza delle distanze di propagazione

dal volume che si mobilita nella fase di innesco nonché dalla componente attrittiva della legge reologica della miscela; dall'altro, forniscono un quadro chiaro delle zone potenziali d'invasione da parte dei fenomeni tipo flusso per ciascuno dei periodi di ritorno considerati.

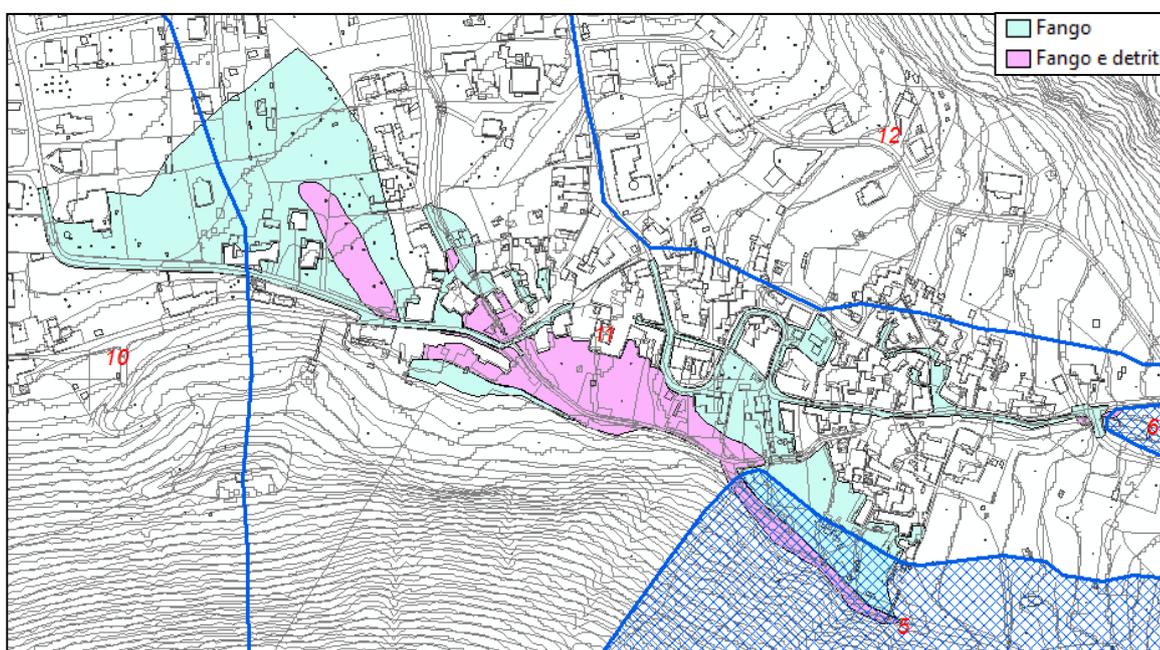
I risultati conseguiti con le modellazioni geotecniche di innesco e di propagazione sono stati confrontati con le risultanze degli studi geologici e geomorfologici, al fine di definire una zonazione di maggior dettaglio della pericolosità da frana.

I risultati delle modellazioni della fase di propagazione e i dati raccolti in sito relativamente agli elementi antropici presenti, sono stati, successivamente, utilizzati per l'analisi delle conseguenze dei fenomeni franosi condotta attraverso le analisi di vulnerabilità del costruito (par. 9).

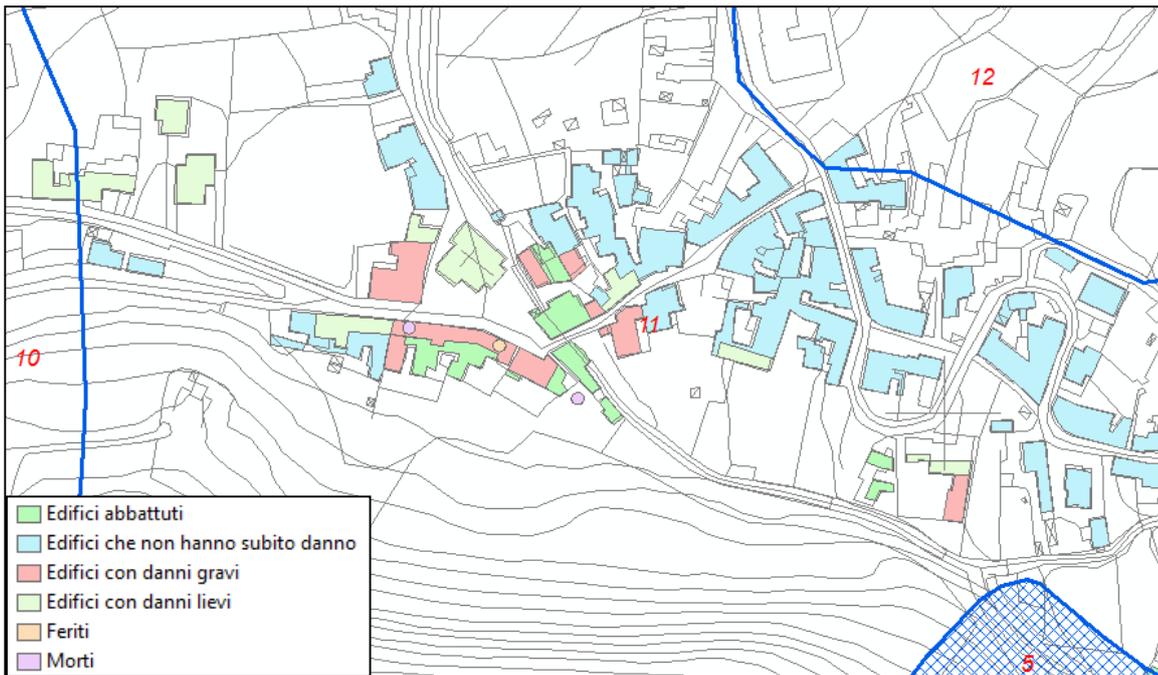
### 8.2.2. Propagazione delle colate rapide di fango

#### TARATURA DEI PARAMETRI

Per la taratura dei parametri che intervengono nel modello di propagazione utilizzato (par. 8.2.1) si è condotta un'analisi a ritroso dell'evento di colata verificatosi nella notte tra il 15 e il 16 dicembre 1999 e che ha interessato il vallone San Gennaro. Il volume complessivamente mobilitato è stato di circa 30.000 m<sup>3</sup> ed ha coinvolto principalmente le aree allo sbocco del vallone causando la morte di cinque persone oltre ad ingenti danni al patrimonio edilizio (Figg. 8.7 e 8.8).



**Figura 8.7.** Area di transito e di propagazione dell'evento del dicembre 1999 (fonte: Autorità di Bacino Nazionale dei fiumi Liri Garigliano e Volturno).

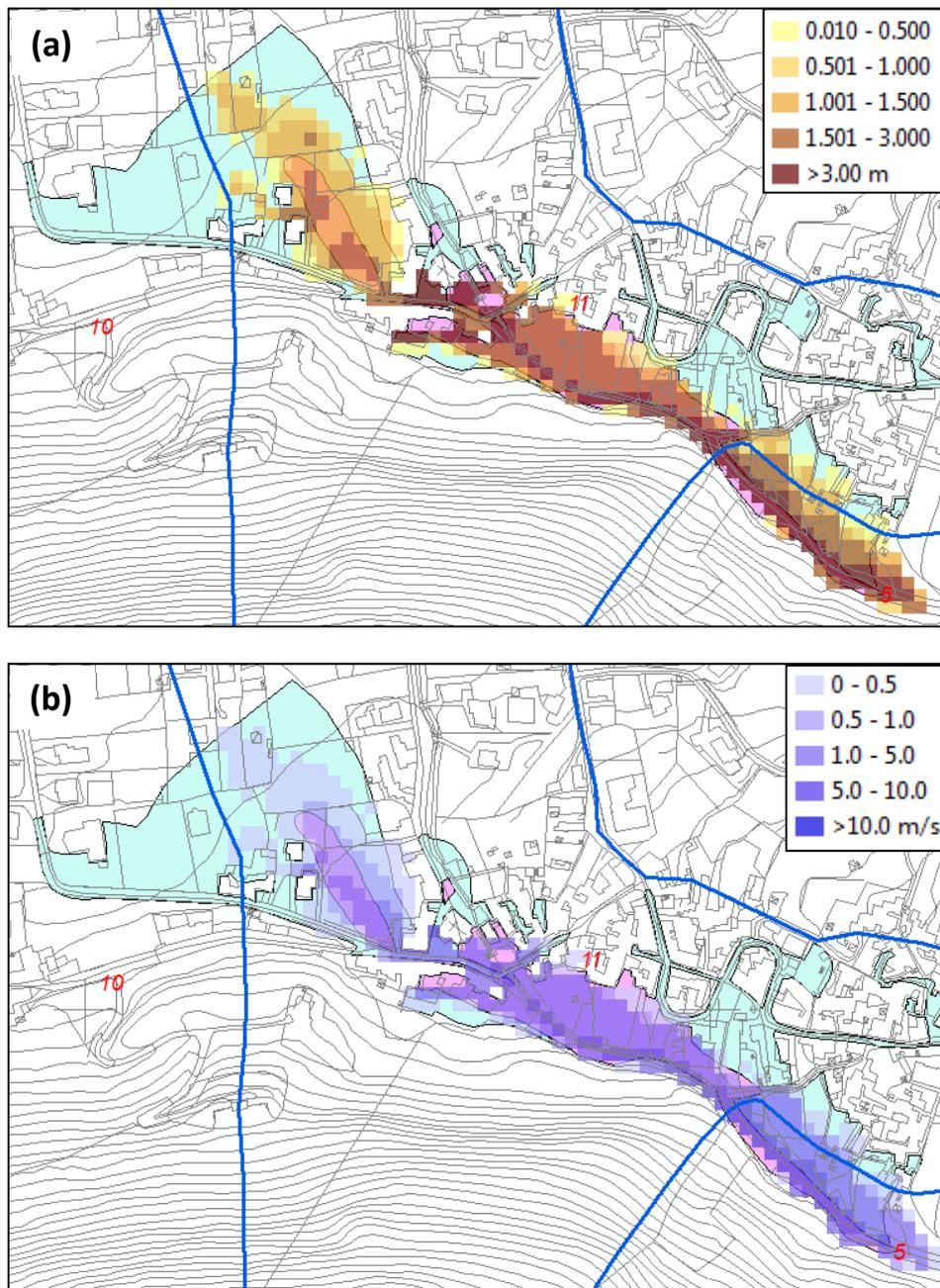


**Figura 8.8.** Danni causati dall'evento del dicembre 1999 (fonte: Autorità di Bacino Nazionale dei fiumi Liri Garigliano e Volturno).

L'analisi svolta è stata mirata, in particolare, alla stima dei valori da assegnare ai parametri di attrito ( $\tau_y$ ) e di viscosità ( $\eta$ ) della miscela. Per ciò che concerne, invece, il parametro  $n_{st}$  (che esprime il termine turbolento del modello) il suo valore è stata stimato imponendo la coincidenza numerica degli sforzi turbolenti calcolati col codice FLO-2D con quelli ottenuti da analisi a ritroso, basate sull'impiego della legge reologica di Voellmy, di eventi di colata rapida verificatisi in contesti geologici simili a quello di studio ed ampiamente documentati in letteratura (Revellino et al. 2004). La Figura 8.9 riporta gli scenari di propagazione simulati relativi al volume mobilitatosi durante l'evento del 1999 ( $V = 30.000 \text{ m}^3$ ) assumendo quali parametri reologici quelli riportati nella

Tabella .

Utilizzando tali parametri sono state effettuate le simulazioni di propagazione dei volumi mobilitabili a seguito di piogge con periodo di ritorno  $T$  pari a 100 e a 200 anni. Inoltre, si è cautelativamente considerato il verificarsi contemporaneo dei fenomeni di colata nei bacini confluenti, ottenendo così la massimizzazione delle aree di invasione oltre che dei valori di velocità e di altezza localmente assunti dal flusso nelle diverse maglie della griglia di integrazione. Nella Tabella 8.4 si riporta una sintesi dei casi analizzati con contestuale indicazione dei volumi considerati nelle analisi di propagazione. In Figura 8.10 sono, infine, rappresentati i risultati delle simulazioni svolte in termini di inviluppo delle altezze massime raggiunte dai flussi, rinviando per maggiori dettagli alle tavole grafiche a corredo della presente relazione.



**Figura 8.9.** Analisi a ritroso dell'evento di dicembre 1999: altezze (a) e velocità (b) massime di propagazione del flusso.

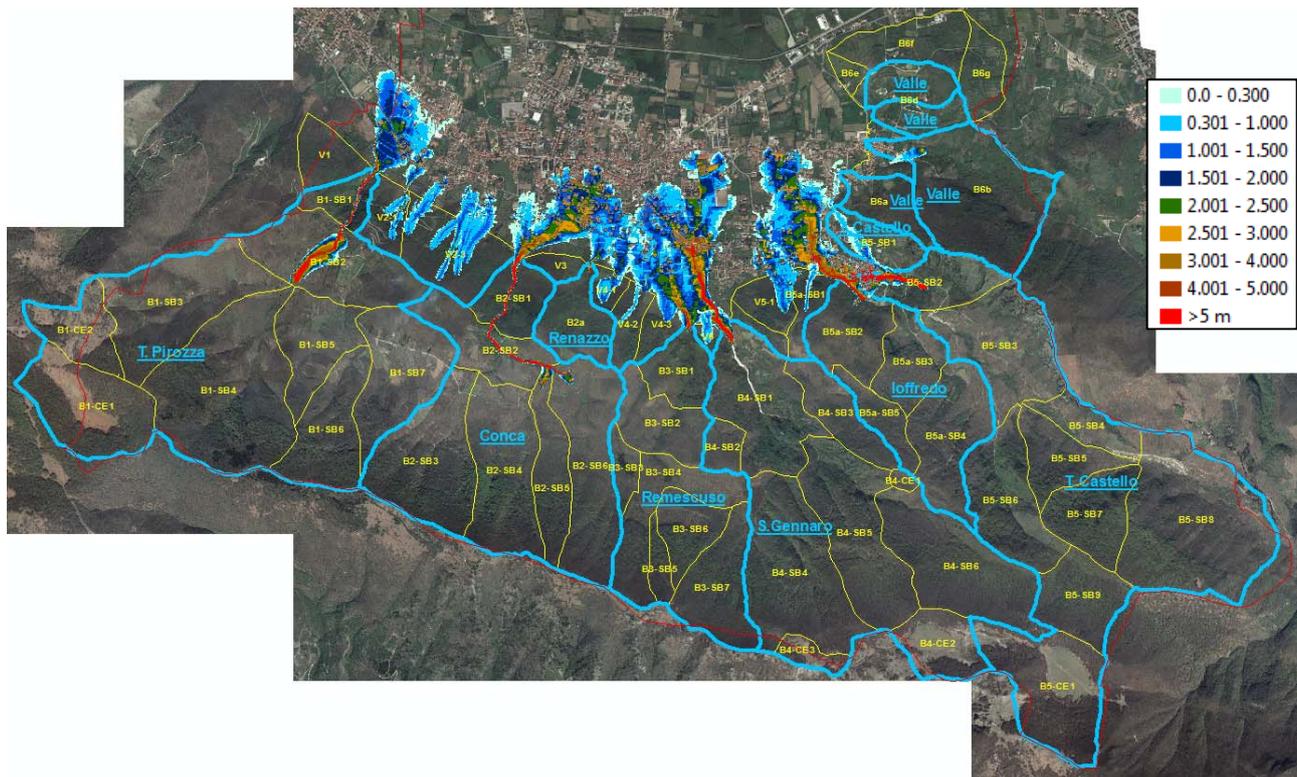
**Tabella 8.3.** Parametri reologici utilizzati nelle modellazioni numeriche condotte con il codice di calcolo FLO-2D.

Parametro	Valore
$\tau_y$ [kPa]	1,0
$\eta$ [Pa·s]	2,0
$K_{lam}$ [-]	2.500
$n_{st}$ [-]	0,08
$C_v$ [-]	0,35

**Tabella 8.4.** Elenco delle simulazioni di propagazione delle colate con indicazione dei volumi mobilitati.

Nome	Bacino	Sottobacini	Simulazione B.6.4.4-5-6 – T = 200 anni
			V [m <sup>3</sup> ]
Pirozza	B1	B1-SB1	689
		B1-SB2	0
		B1-SB3	62123
		B1-SB4	45168
		B1-SB5	1661
		B1-SB6	5696
Ioffredo	B5a	B5a-SB2	2156
		B5a-SB3	10992
		B5a-SB4	27330
		B5a-SB5	17065
		B5a-SB1	2264
Castello	B5	B5-SB2	0
		B5-SB3	0
		B5-SB4	0
		B5-SB5	11841
		B5-SB6	43271
		B5-SB7	34188
		B5-SB8	50127
		B5-SB9	13682
		B6b	5541
San Gennaro	B4	B4-SB1	21939
		B4-SB2	7228
		B4-SB3	1956
		B4-SB4	36947
		B4-SB5	50536
		B4-SB6	26376
Remescuso	B3	B3-SB1	39491
		B3-SB2	14277
		B3-SB3	8
		B3-SB4	10658
		B3-SB5	4202
		B3-SB6	15770
		B3-SB7	9240
	Interfluvio	V4-3	8937
	Interfluvio	V4-2	6999
	Interfluvio	v4-1	22951
Renazzo	B2a	B2a	11815
Conca	B2	B2-SB5	38606
		B2-SB6	24560
		B2-SB1	21352
		B2-SB2	2461
		B2-SB3	43278
		B2-SB4	15286

**V<sub>tot</sub> [m<sup>3</sup>] 768667**



**Figura 8.10.** Risultati delle simulazioni condotte con il codice di calcolo FLO-2D in termini di altezze massime raggiunte da colate rapide innescate da piogge con periodo di ritorno  $T = 200$  anni.

### 8.2.3. Propagazione dei flussi incanalati iperconcentrati

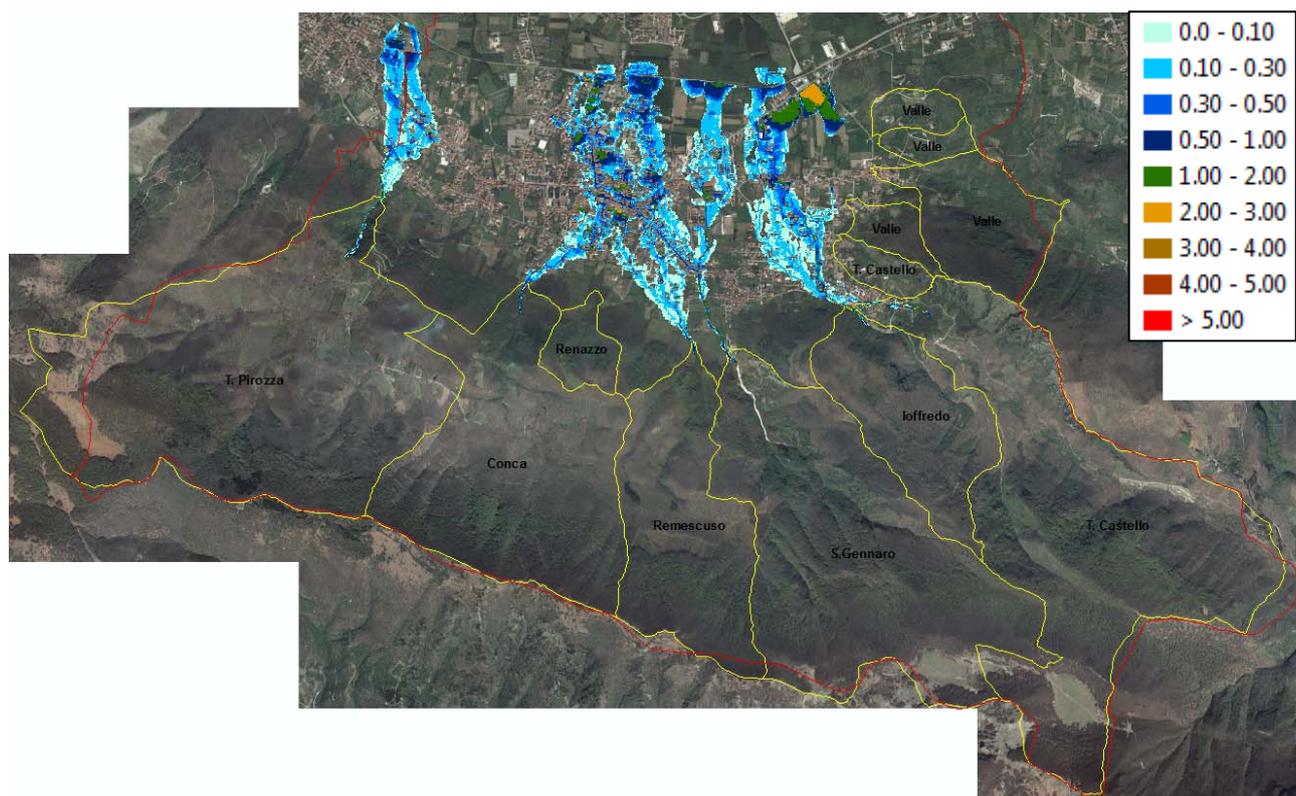
Con riferimento ai flussi incanalati iperconcentrati, le Tabelle 8.5 e 8.6 sintetizzano i valori delle grandezze di maggiore interesse (portata idrica, portata del flusso iperconcentrato, parametri reologici della miscela) che si sono considerate nelle diverse analisi svolte per simularne la fase di propagazione. In Figura 8.11, sono, infine, rappresentati i risultati delle simulazioni in termini di inviluppo delle altezze massime raggiunte dai flussi, rinviando per maggiori dettagli alle tavole grafiche a corredo della presente relazione.

**Tabella 8.5.** Valori delle portate al picco per valori di  $C^* = 0,7$  e  $C_v = 0,2$  utilizzati per la simulazione della fase di propagazione dei flussi incanalati iperconcentrati.

Denominazione	Bacino	Area [km <sup>2</sup> ]	Portata idrica $Q_{200}$ [m <sup>3</sup> /s]	Portata flusso iperconcentrato $Q_f$ [m <sup>3</sup> /s]	$\tau_y$ [kPa]	$\eta$ [Pa s]
Pirozza	B1	3.734	21,41	29,97	0,001	0,1
Conca	B2	2.328	15,20	21,28	0,001	0,1
Remescuso	B3	1.447	11,88	16,63	0,001	0,1
San Gennaro	B4	2.835	20,63	28,88	0,001	0,1
Ioffredo	B5a	1.022	8,28	11,59	0,001	0,1
Castello	B5	3.012	29,82	41,75	0,001	0,1

**Tabella 8.6.** Parametri reologici utilizzati nelle modellazioni di calcolo dei flussi iperconcentrati.

Parametro	Valore
$\tau_y$ [kPa]	0,001
$\eta$ [Pa·s]	0,1
$K_{lam}$ [-]	2.500
$n_{st}$ [-]	0,04



**Figura 8.11.** Sintesi dei risultati del modello di propagazione in termini di altezze massime raggiunte da fenomeni di flusso incanalato iperconcentrato innescati da piogge con periodo di ritorno  $T = 200$  anni.

#### 8.2.4. Propagazione dei fenomeni di tipo dam-break

Nell'ambito del presente studio si è considerata la possibilità di formazione – presso canali particolarmente incisi (forre) – di dighe temporanee costituite da detriti ed altro materiale prodotto dall'erosione superficiale e di fondo alveo, nonché la successiva rottura di tali dighe temporanee e la conseguente propagazione a valle del materiale (fenomeno di dam-break). La modellazione del fenomeno di propagazione – eseguita con lo stesso codice di calcolo utilizzato per le colate rapide di fango e i flussi incanalati iperconcentrati – ha richiesto la preliminare valutazione dei volumi idrici invasati a tergo della diga temporanea, supposta di prefissata altezza. Successivamente, sulla base dei modelli reperibili in letteratura (Costa e Shuster 1988), si è calcolato il valore della portata di picco del flusso generato dalla rottura della diga temporanea e si è, quindi, determinato l'idrogramma di ingresso del modello ipotizzandone una forma triangolare

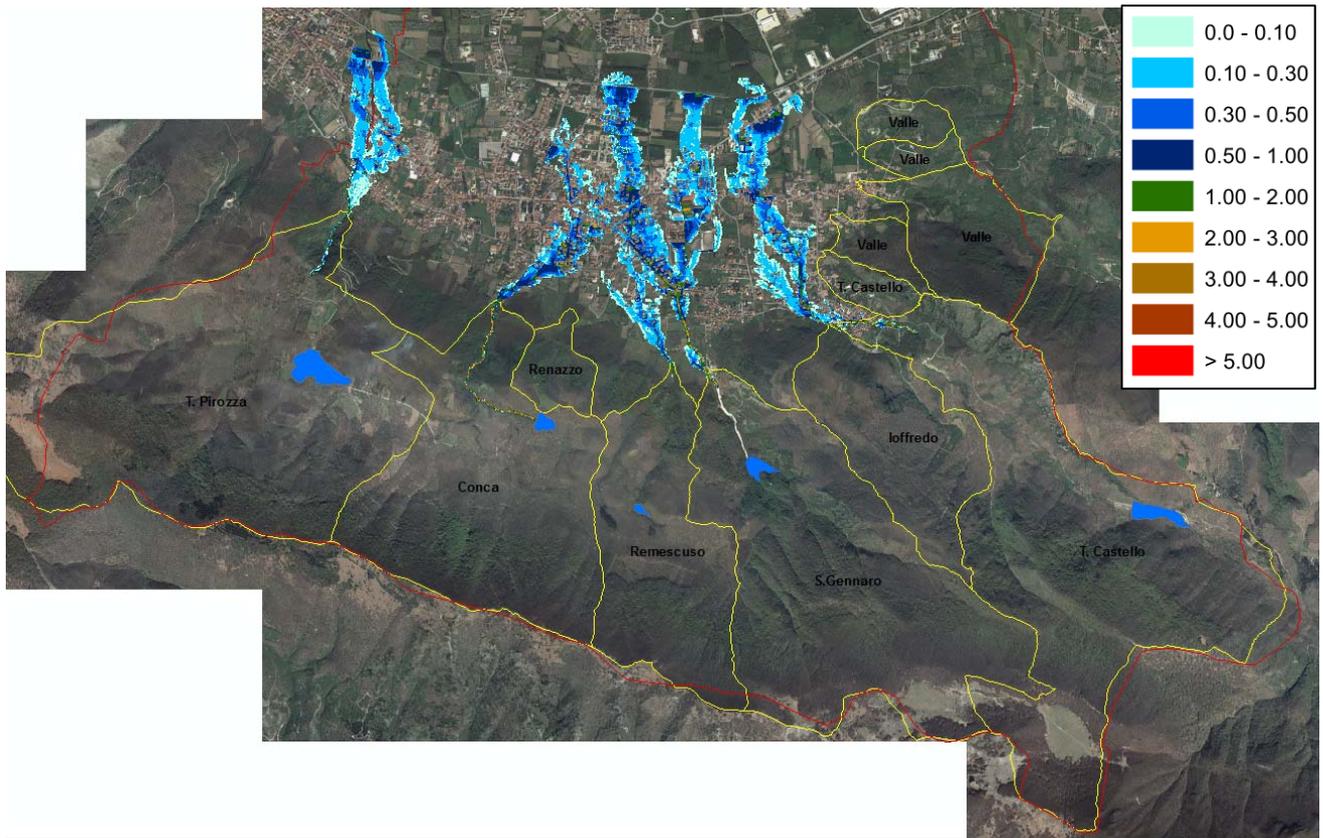
con valore massimo in corrispondenza dell'istante iniziale (ovvero di rottura dello sbarramento temporaneo). In particolare, le simulazioni hanno riguardato l'eventuale formazione di dighe temporanee con altezza pari ad  $h = 5,00$  m in tutti i bacini precedentemente individuati, ad eccezione del vallone Ioffredo. Nelle simulazioni sono stati considerati i volumi, le concentrazioni ed i parametri reologici sintetizzati nelle Tabella 8. In Figura 8.12, sono, infine, rappresentati i risultati delle simulazioni in termini di inviluppo delle altezze massime raggiunte dai flussi legati ai fenomeni di dam-break, rinviando per maggiori dettagli alle tavole grafiche a corredo della presente relazione

**Tabella 8.7.** Volumi di invaso temporaneo  $V_w$  a tergo di dighe temporanee aventi altezza pari ad  $h = 5,00$  m.

<b>BACINO</b>		<b><math>V_w</math></b>
[-]		[m <sup>3</sup> ]
B01	Pirozza	29.302
B02	Conca	21.647
B03	Remescuso	7.965
B04	San Gennaro	59.620
B05	Castello	42.456

**Tabella 2.** Parametri reologici utilizzati nelle modellazioni di propagazione dei fenomeni di tipo dam-break.

<b>Parametro</b>	<b>Valore</b>
$\tau_y$ [kPa]	0,002
$\eta$ [Pa·s]	0,18
$K_{lam}$ [-]	2.500
$n_{st}$ [-]	0,04
$C_v$ [-]	0,25



**Figura 8.12.** Sintesi dei risultati del modello di propagazione per fenomeni di tipo dam-break (altezze di flusso massime) con riferimento ad altezze di invaso a tergo delle dighe temporanee pari a 5,00 m.

## 9. ANALISI DELLA VULNERABILITA' FISICA

Ai fini della classificazione, sulla base di una scala di priorità, delle aree del territorio comunale di Cervinara nelle quali si rende necessaria la mitigazione del rischio con interventi strutturali (si veda, al riguardo, la relazione dal titolo "Azioni da porre in essere per al mitigazione del rischio idrogeologico con interventi strutturali" redatta nell'ambito del presente Accordo di Programma) e della scelta più appropriata di questi ultimi, assume una particolare rilevanza la previsione delle conseguenze attese sugli edifici esposti al rischio da fenomeni di flusso rapido (colate rapide di fango e flussi incanalati iperconcentrati). A tal riguardo, nell'analisi della *vulnerabilità fisica* la stima dell'azione conseguente all'impatto di uno dei predetti fenomeni sugli elementi posti lungo il suo percorso, che ne ostacolano o limitano la libera propagazione, rappresenta una delle fasi singolarmente più importanti. Occorre osservare, tuttavia, che la letteratura scientifica sull'argomento è piuttosto limitata ed i metodi suggeriti trascurano il carattere marcatamente impulsivo del fenomeno, messo in evidenza in epoca piuttosto recente con specifico riferimento al problema del dimensionamento delle opere di difesa di tipo passivo (Liu et al. 1997). In particolare, gli approcci utilizzati possono essere distinti in due gruppi (Lo 2000):

- *approccio "energetico"*;
- *approccio "delle forze"*.

L'approccio energetico è generalmente utilizzato nel progetto di reti paramassi; in esse alcune strutture sacrificali si deformano in conseguenza dell'azione di impatto esercitata dal materiale in frana. Nell'ambito dell'approccio delle forze il materiale costituente il corpo di frana è assimilato ad un fluido (mezzo monofase) di fissata densità.

Il primo metodo, definito da Lo (2000) come *metodo empirico*, considera la spinta dinamica esercitata dalla colata sulla barriera proporzionale alla spinta che il fluido impattante eserciterebbe in condizioni idrostatiche. Il coefficiente di proporzionalità tra la spinta dinamica e quella statica può essere correlato ad alcune caratteristiche del materiale costituente la colata, quali la viscosità e l'attrito interno, e, nella pratica tecnica, è fissato dai regolamenti nazionali (in Svizzera, ad esempio, è assunto pari a 3; in Austria varia tra 3 e 5). Nonostante alcune evidenze sperimentali (Scotton e Deganutti 1997, Armanini 1993, Armanini e Scotton 1992, Lichtenan 1973), da un punto di vista teorico questo metodo risulta piuttosto difficile da sostenere in quanto fa derivare le sovrappressioni che si generano nel fenomeno d'impatto, e che risultano essere un fenomeno propriamente idrodinamico, dalla pressione agente in condizioni statiche (Vitolo 2009).

Nel secondo metodo, denominato *analitico* (Lo 2000), si assume che la pressione dinamica media esercitata dal flusso su di un ostacolo posto lungo il suo percorso possa essere stimata sulla base della variazione del momento della quantità di moto del fluido a seguito dell'impatto (Hungar et al. 1984, Du et al. 1987, Matsushita e Ikeya 1992, Daido 1993); essa, pertanto, risulta proporzionale al quadrato della velocità ed è assunta uniformemente distribuita lungo l'altezza della colata. Anche tale metodo, tuttavia, presenta alcuni aspetti controversi in quanto trascura la non stazionarietà del fenomeno (Vitolo 2009).

Sono, inoltre, rintracciabili in letteratura ulteriori formulazioni teoriche per il calcolo della spinta esercitata da una colata su di un elemento investito e mutate da altri ambiti di intervento per la mitigazione del rischio, come, ad esempio, quello delle valanghe di neve o delle onde di tsunami. In accordo con Sheidegger (1975), a partire dal modello sviluppato da Voellmy (1955) per la propagazione delle valanghe di neve, la spinta esercitata da una colata su di un ostacolo può essere calcolata come somma di una aliquota legata alla pressione idrostatica ed una idrodinamica proporzionale al quadrato della velocità, ovvero tramite l'espressione:

$$p = \rho_s g \left( h + \frac{v_s^2}{2g} \right) \quad (9.1)$$

in cui  $p$  = pressione esercitata dalla valanga di neve sull'ostacolo;  $\rho_s$  = densità della valanga;  $v_s$  = velocità della valanga;  $h_c$  = altezza della valanga;  $g$  = accelerazione di gravità.

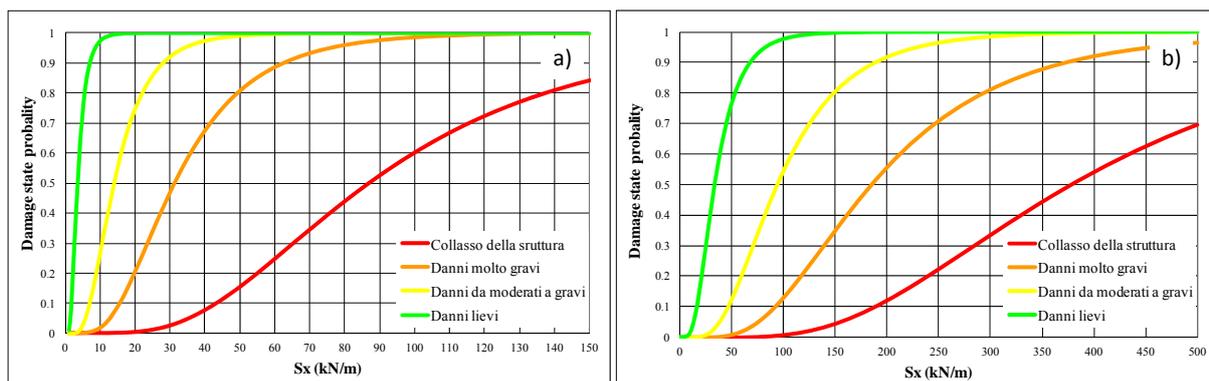
Pur con qualche modifica questo modello costituisce la base teorica di alcuni disposti normativi come quelli emanati in regione Campania "per la ricostruzione degli edifici privati, ad uso abitativo, danneggiati dalle colate di fango del 5 e 6 maggio 1998, nei comuni di Sarno, Siano, Bracigliano, Quindici e San Felice a Cancellò" (Ordinanza del Commissario di Governo n° 1991 del 9/11/2001).

Privilegiando quest'ultimo approccio – che appare, alla luce di validazioni numeriche agli elementi distinti, quello più adeguato al calcolo della forza d'impatto di una colata su un ostacolo fisso (Vitolo 2009) – nell'ambito del presente lavoro si è testata la potenzialità d'impiego di "curve di fragilità" (Fig. 9.1). Queste esprimono la probabilità di superamento di un assegnato livello di danno  $D_i$  (danni lievi –  $D_1 = 1$ , danni da moderati a gravi –  $D_2 = 2$ , danni molto gravi –  $D_3 = 3$ , collasso della struttura –  $D_4 = 4$ ) in funzione di una assegnata intensità del fenomeno generatore del danno (ovvero, nella fattispecie, di un fenomeno di flusso rapido). In armonia con quanto in precedenza segnalato, quale parametro rappresentativo dell'intensità, si è considerata la spinta  $S$  che un fenomeno franoso di flusso rapido eserciterebbe su una struttura impattata, a sua volta scomponibile in una parte *dinamica* ( $S_d$ ) e in una *statica* ( $S_s$ ).

Considerando che le curve di fragilità esprimono la probabilità cumulata di una variabile statistica che segue una legge di distribuzione di tipo log-normale, esse rappresentano l'espressione grafica del seguente legame funzionale:

$$P(d_s \leq S_{max}) = \Phi \left[ \frac{1}{\beta_d} \ln \left( \frac{S_{max}}{\hat{S}_{d,ds}} \right) - \frac{1}{\beta_{STR}} \ln (S_{STR}) \right] \quad (9.2)$$

in cui compare il rapporto tra il massimo valore del parametro di intensità assunto ( $S_{max}$ ) rispetto alla mediana del valore di intensità ( $\hat{S}_{d,ds}$ ) cui corrisponde il raggiungimento di un assegnato livello di danno  $d_s$  all'edificio impattato (per esempio, il suo collasso). Nella (9.2)  $\beta_d$  individua la deviazione standard della spinta mentre  $S_{STR}$  indica un termine rappresentativo dello stato di conservazione della struttura e del suo numero di piani (Uzielli et al. 2008; Li et al. 2010).



**Figura 9.1.** Curve di fragilità per edifici in muratura a) o in cemento armato b) caratterizzati da una struttura in elevazione di due piani e tali da presentare uno stato di conservazione definibile come “discreto”.

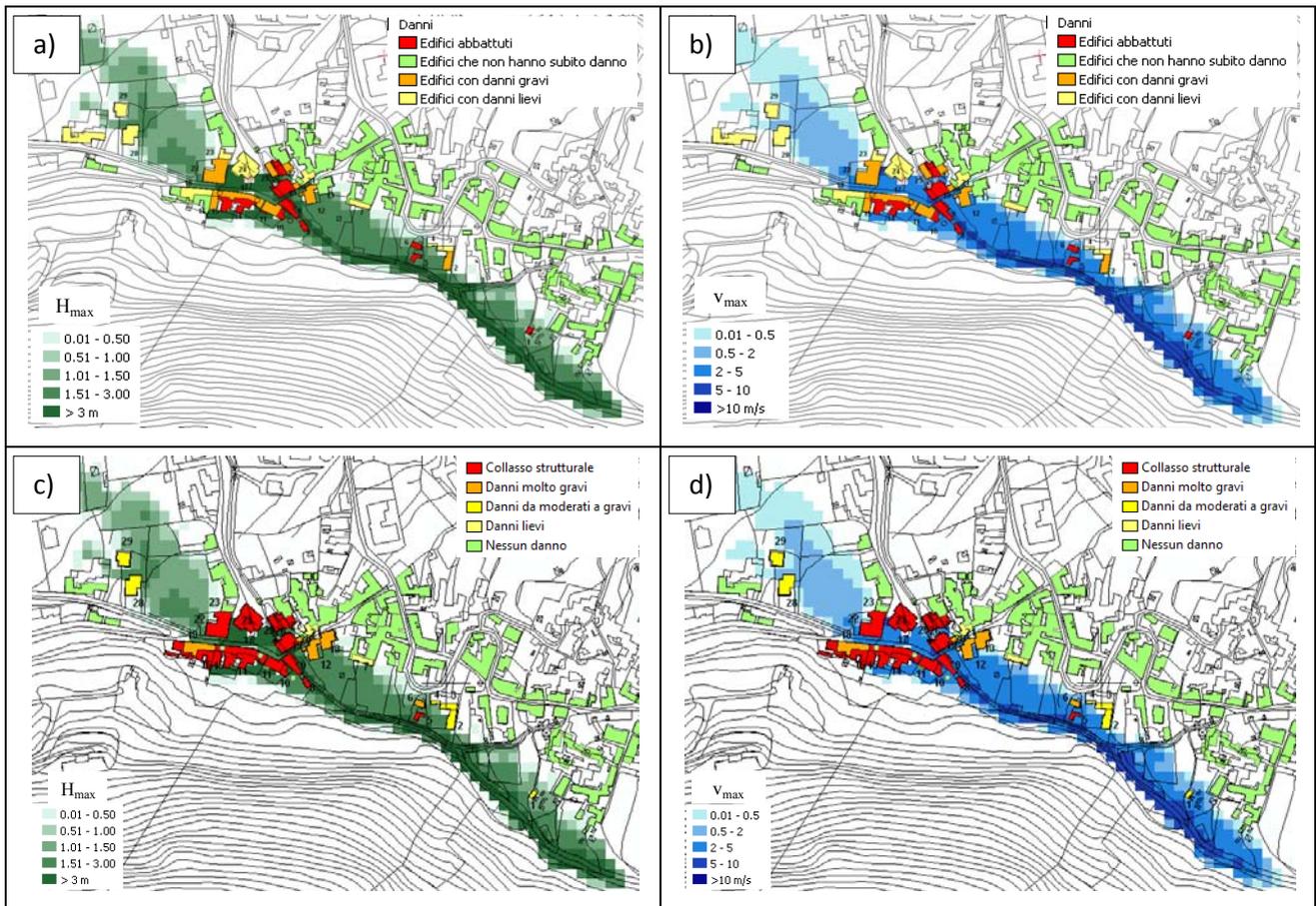
Nell’analisi della vulnerabilità degli edifici esposti al rischio del Comune di Cervinara, per tenere conto dell’incertezza che interviene nella definizione del problema, le curve di fragilità corrispondenti a ciascuno dei quattro livelli di danno contemplati sono state generate assumendo che la spinta idrodinamica “di progetto” – ottenuta considerando un’altezza del fronte della colata pari a 3 m e un valore di velocità del flusso impattante pari a quello suggerito da Faella e Nigro (2003) sulla base di analisi a ritroso condotte su edifici (in cemento armato o in muratura) danneggiati nel corso dell’evento che ha interessato la Regione Campania nel maggio 1998 – corrispondesse al valore di probabilità di superamento del 50% ovvero del 90%. Alla fase di calibrazione delle curve, confortata anche dai recenti dati pubblicati da Jacob et al. (2012), è seguita una fase di validazione delle medesime effettuata con riferimento agli edifici danneggiatisi a Cervinara nel corso dell’evento del dicembre 1999. A tal riguardo, i valori di spinta  $S$  [kN/m] da considerare ai fini dell’impiego delle curve di fragilità per ogni edificio impattato sono stati stimati con l’espressione:

$$S = S_d + S_s = \rho v^2 h b \cos^2 \theta + \frac{1}{2} \rho g h^2 b \quad (9.3)$$

in cui  $\rho_s$  = densità della colata;  $v_s$  = velocità della colata;  $h$  = altezza della colata in corrispondenza della superficie impattata;  $b$  larghezza della superficie impattata;  $g$  = accelerazione di gravità.

In particolare, i valori di velocità e di altezza del fronte impattante da introdurre nella (9.3) sono stati ottenuti come media dei massimi valori delle stesse grandezze, per come restituite come dato di output di modellazioni numeriche della fase di propagazione dei fenomeni franosi di flusso rapido, con riferimento alle celle (5m x 5m) del DTM che bordano l’assegnato edificio.

Il buon riscontro tra il livello di danno rilevato e la probabilità (calcolata) che quel livello di danno venisse raggiunto o superato (Fig. 9.2) ha fatto ritenere plausibile l’esportazione dell’impiego delle curve generate a tutto il territorio urbanizzato di Cervinara potenzialmente interessato dal transito di colate rapide di fango o di flussi iperconcentrati innescati da eventi pluviometrici con periodo di ritorno di 200 anni.



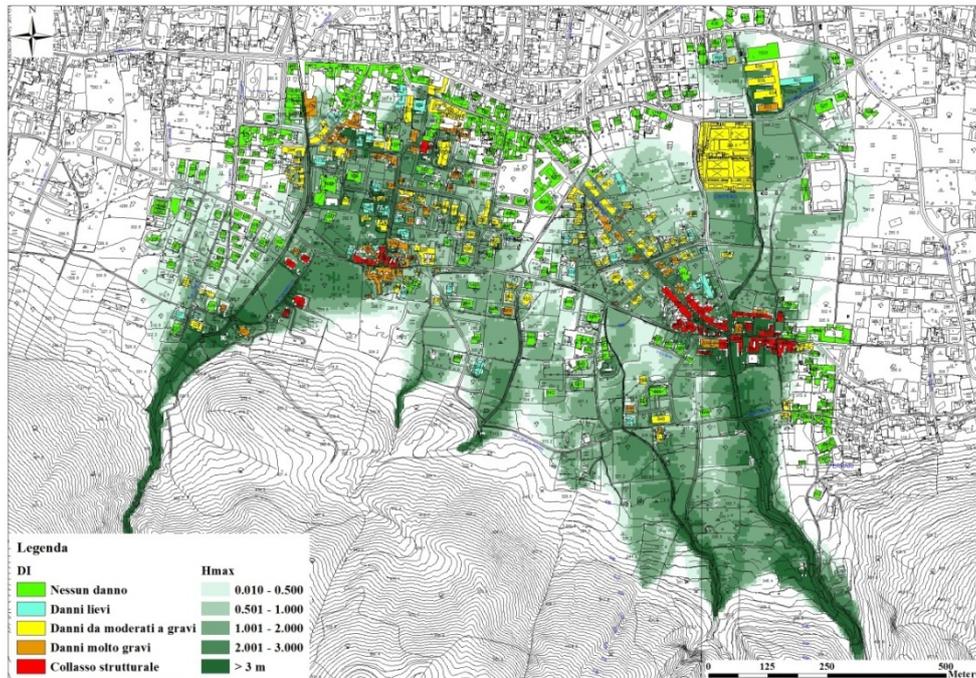
**Figura 9.2.** Analisi finalizzate alla validazione delle curve di fragilità: sovrapposizione dei risultati della modellazione della fase di propagazione (volume = 30.000 m<sup>3</sup>; griglia di integrazione con spaziatura = 10 m; viscosità dinamica  $\eta = 2.0$  Pas; attrito  $\tau = 1.0$  kPa), in termini di altezze massime (a) e di velocità massime (b) attinte dal flusso, con i danni registrati agli edifici a seguito dell'evento del dicembre 1999; sovrapposizione dei risultati della modellazione della fase di propagazione, in termini di altezze massime (c) e di velocità massime (d) attinte dal flusso, con i danni computati agli edifici impattati sulla base dell'impiego delle curve di fragilità.

Considerando che tale territorio urbanizzato si caratterizza per l'esistenza di insiemi di edifici con un nucleo di strutture adiacenti attorno a cui si dispongono strutture isolate, si è ritenuto opportuno procedere alla previa identificazione di eventuali "aggregati" di edifici omogenei per *i)* tipologia strutturale, *ii)* numero di piani e *iii)* stato di conservazione. L'applicazione della (9.3) è pertanto conseguita all'identificazione di tali aggregati che, di fatto, si sono quindi assimilati ad un'unica struttura in elevazione.

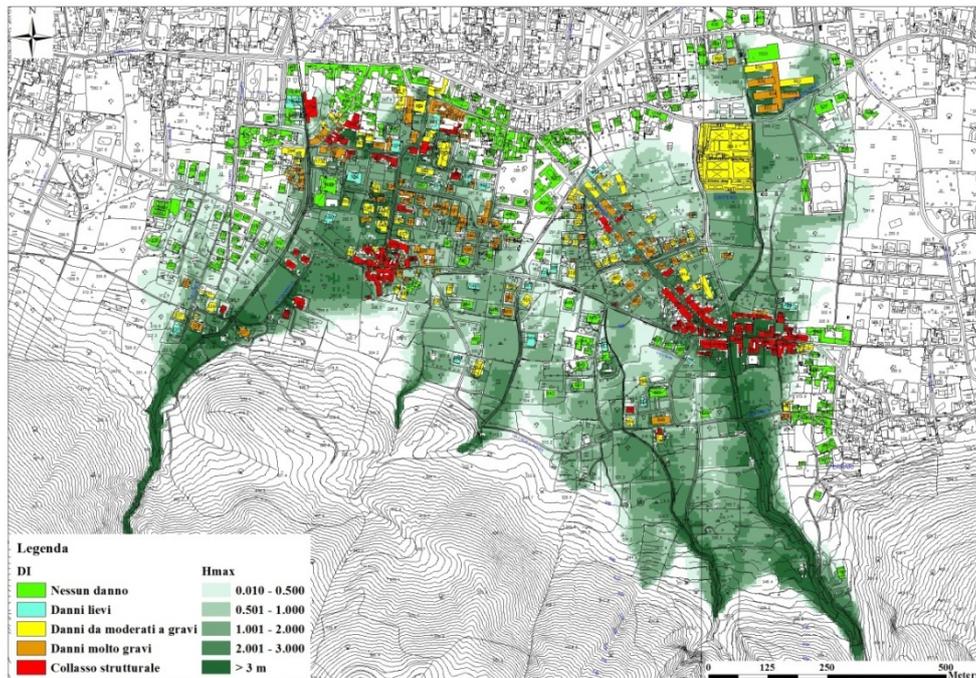
Per la determinazione del livello di danno medio  $\mu_D$  da attribuire a ciascun aggregato sottoposto ad una spinta  $S$  calcolabile con la (9.3) – in concomitanza di un assegnato scenario di propagazione – si è, quindi, adottata l'espressione (Lagomarsino e Giovinazzi 2006):

$$\mu_D = \sum P_i \cdot D_i$$

in cui  $P_i$  è la probabilità che si raggiunga un determinato livello di danno  $D_i$  (da 1 a 4). Ovviamente quest'ultimo dato può essere normalizzato (in una scala che va da 0 a 1) facendo corrispondere a ciascun livello di danno medio un corrispondente indice di danno medio (Mavrouli e Corominas 2010). Esempi dei risultati ottenuti con riferimento al danno minimo e massimo atteso ad aggregati di edifici impattati da colate rapide di fango innescate da piogge con periodo di ritorno  $T = 200$  anni sono rispettivamente riportati nelle Figure 9.3 e 9.4.

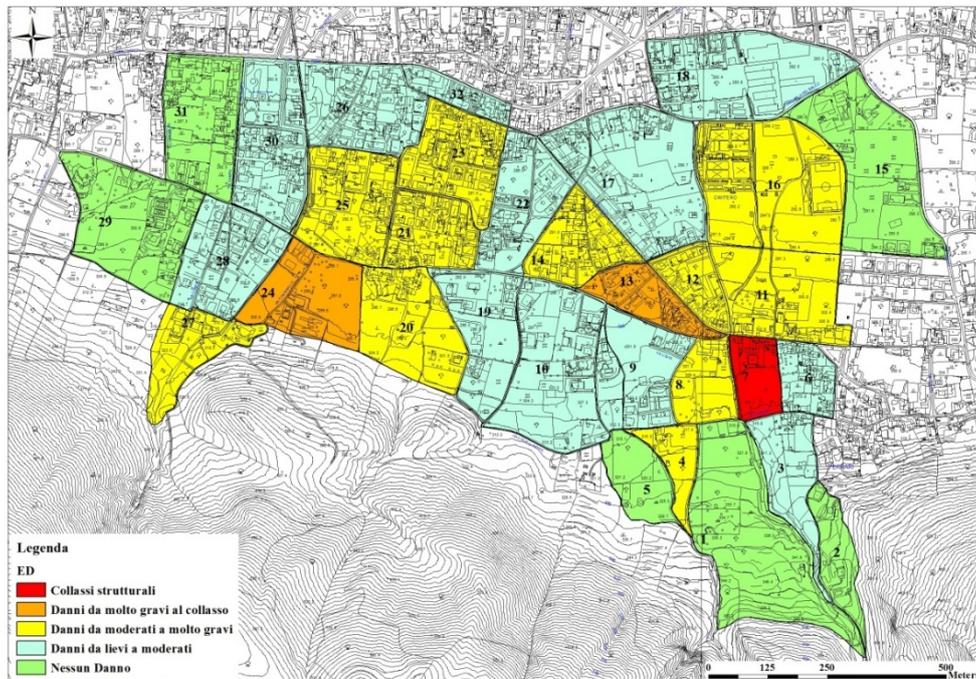


**Figura 9.3.** Carta del danno minimo atteso agli aggregati di edifici a seguito di colate rapide di fango ( $T = 200$  anni).

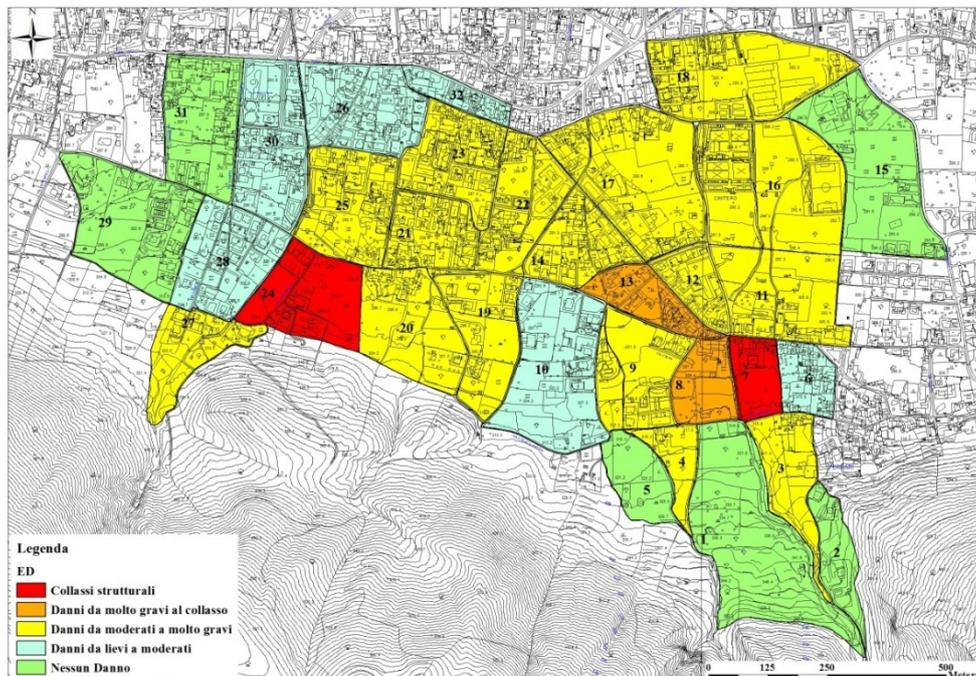


**Figura 9.4.** Carta del danno massimo atteso agli aggregati di edifici a seguito di colate rapide di fango ( $T = 200$  anni).

Per riportare, infine, le informazioni ottenute in elaborati cartografici compatibili con la scala di redazione del Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico – Rischio da frana (1:25.000) si sono individuate, sulla base del reticolo infrastrutturale costituito dalle arterie stradali, delle macroaree a cui si è attribuito un indice di danno medio equivalente ottenuto come media pesata dell'indice di danno medio atteso agli aggregati di edifici ricadenti al loro interno (Figg. 9.5 e 9.6).



**Figura 9.5.** Carta del danno equivalente minimo atteso per macroaree a seguito di colate rapide di fango (T=200 anni)



**Figura 9.6.** Carta del danno equivalente minimo atteso per macroaree a seguito di colate rapide di fango (T = 200 anni).

Si segnala, infine, che la stima della vulnerabilità degli aggregati (o delle macroaree) richiederebbe la conoscenza di un legame funzionale tra il valore dell'indice di danno medio (o di danno medio equivalente) e il costo relativo di riparazione. A tal riguardo, utili indicazioni sono fornite Mavrouli e Corominas (2010) sulla base dei suggerimenti di Whitman et al. (1973).

## Bibliografia

- Abbattista F., D'Agostino G., Delmonaco G., Di Filippo L., Falconi L., Leoni G., Margottini C., Puglisi C., Romano P., Spizzichino D. (2005) La valutazione della suscettibilità da frana: applicazione alle colate rapide di Cervinara (AV) – *Geologia tecnica & ambientale*, 1/2005, 25-40
- Armanini A. (1993) On the dynamic impact of debris flows. Proc. International workshop on debris flow. Kagoshima, Japan, pp 89-99.
- Armanini A., Scotton P. (1992) Experimental analysis on the dynamic impact of a debris flow on structures. Proceedings of the International Symposium INTERPAEVENT 1992, Bern, pp 107-116.
- Baum R.L., Coe J.A., Godt J.W., Harp E.L., Reid M.E., Savage W.Z., Schulz W.H., Brien D.L., Chleborad A.F., Mckenna J.P., Michael J.A. (2005) Regional Landslide-Hazard Assessment for Seattle, Washington, USA. *Landslides*, 2(4): 266 – 279.
- Baum R.L., Savage W.Z., Godt J.W. (2002) TRIGRS - a FORTRAN program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis. U. S. Geological Survey Open-File Report 02-0424.
- Brancaccio L., Cinque A. (1988) L'evoluzione geomorfologia dell'Appennino campano-lucano - *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 83-86.
- Brancaccio L., Cinque A., Russo F., Sgambati D. (2000) Le frane del 5-6 maggio 1998 sul gruppo montuoso Pizzo D'Alvano (Campania): Osservazioni geomorfologiche sulla loro distribuzione e sulla dinamica delle connesse colate – *Quaderni di Geologia Applicata*, 7 -1
- Bull W.B. (1968). Alluvial fans - *Journal of Geology* 16, 101-106.
- Calcaterra D., Santo A. (2004) The January 10, Pozzano landslide, Sorrento Peninsula, Italy – *Engineering Geology* 75 (2004) 181-200
- Calcaterra D., De Riso R., Evangelista A., Nicotera M.V., Santo A., Scotto di Santolo A. (2003) Slope instabilities in the pyroclastic deposits of the Phlegraean district and the carbonate Apennine (Campania, Italy) - International Workshop on Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfills. Iw-Flows 2003, Sorrento, May, 14-16, 2003
- Calcaterra D., Santo A., De Riso R., Budetta P., Di Crescenzo G., Franco I., Galiotta G., Iovinelli R., Napolitano P., Palma B. (1997) Fenomeni franosi connessi all'evento pluviometrico del gennaio 1997 in Penisola Sorrentina – *M.ti Lattari: primo contributo Mem. Ist. di Geol. Appl. Facoltà di Ingegneria – Univ. di Napoli "Federico II"*, Pubbl. n. 370
- Cascini L. (2008) Applicability of landslide susceptibility and hazard zoning at different scale – *Engineering Geology* 102:164-177
- Cascini L., Cuomo S., Della Sala M. (2011) Spatial and temporal occurrence of rainfall-induced shallow landslides of flow type: A case of Sarno-Quindici, Italy. *Geomorphology*, 126(1-2): 148-158.
- Cascini L., Cuomo S., Guida D. (2008) Typical source areas of May 1998 flow-like mass movements in the Campania region, Southern Italy – *Engineering Geology* 96:107-125
- Cascini L., Guida D., Romanzi G., Nocera N., Sorbino G. (2000) A preliminary model for the landslides of May 1998 in Campania Region - Proc 2nd Int. Symposium on Geotechnics of Hard Soil-Soft Rock, vol. 3. Balkema, Napoli, pp. 1623–1649.

- 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) - Quaderni di Geologia Applicata, 7-2, 167-187
- Celico P., Guadagno F. M. (1998) L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze – Quaderni di Geologia Applicata, 5 – 1
- Celico P., Guadagno F. M., Vallario A. (1986) Proposta di un modello interpretativo per lo studio delle frane nei terreni piroclastici – Geol. Appl. e Idrog., 22, 73-193
- Costa J.E., Shuster R.L. (1988) The formation and failure of natural dams – Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 1054-1068
- Cruden M., Varnes D.J. (1996) Landslide Types and Processes. In a Turner A.K. & Schuster R.L. (eds) "Landslides: investigation and mitigation". Sp. Rep. 247, Transportation Research Board, National Research Council, National Academy Press, Washington D.C., 36-75
- D'Agostino F., Cesca M. (2009) Reologia e distanza di arresto dei debris flow: sperimentazioni su modello fisico a piccola scala - . IX Convegno Nazionale dell'Associazione Italiana di Ingegneria Agraria. Ischia Porto, 12-16 settembre 2009. Memoria n. 3-17
- Daido A. (1993) Impact force of mud debris flows on structures", Proc. of XXV IAHR Congress, Tokyo, Tech. Sess. B, III, pp.211-218.
- Damiano E. (2004) Meccanismi d'innesco di colate di fango in terreni piroclastici. Tesi di Dottorato in Ingegneria Geotecnica, Seconda Università degli studi di Napoli.
- Damiano E. (2009) A study on climatologic aspects for forecasting of shallow landslides in pyroclastic soils due to climatic change. Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici. Research Papers, Issue RP0103, 38 pp., December 2009.
- De Vita P., Agrello D., Ambrosino F. (2006) Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic deposits surrounding Mount Somma-Vesuvius: Application of geophysical surveys for soil thickness mapping. Journal of Applied Geophysics, 59, 126– 139.
- De Vita P., Piscopo V. (2002) Influences of hydrological and hydrogeological conditions on debris flows in peri-vesuvian hillslopes - Natural Hazards and Earth System Sciences 2, 27–35
- Del Prete M., Guadagno F.M., Hawkins A.B. (1998) Preliminary report on the landslides of 5 May 1998, Campania, southern Italy. Bulletin of Engineering Geology and the Environment 57, 113–129.
- Di Crescenzo G., De Falco M, Iervolino V. E., Rinaldi S., Santangelo N., Santo. A. (2008) Proposta di un nuovo metodo semiquantitativo per la valutazione della suscettibilità all'innesco delle colate rapide di fango nei contesti carbonatici della Campania. Italian Journal of Engineering Geology and Environment , 1.
- Di Crescenzo G., Santo A. (1999) Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento-colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina (Campania) – Geogr. Fis. Dinam. Quat., 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 (2005) 255–276
- Dietrich E.W., Reiss R., Hsu M-L., Montgomery D.R. (1995) A process–based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. Hydrological Process, 9: 383-400.

- Du R., Kang Z., Chen X., Zhu P. (1987) A comprehensive Investigation and Control Planning for Debris Flow in the Xiaojiang River Basin of Yunnan Province. Science Press, 287 pp. (In cinese, riportato in Lo, 2000).
- Faella C., Nigro E. (2003) Dynamic impact of the debris flows on the constructions during the hydrogeological disaster in campania-1998: failure mechanical models and evaluation of the impact velocity. Proc. Int. Conference on "Fast Slope Movements – Prediction and Prevention for Risk Mitigation", Napoli, Patron Ed.
- Fell R., Corominas J., Bonnard C.H. , Cascini L., Leroi E., Savage W.Z. (2008a) Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. Engineering Geology, 102, 85-98.
- Fell R., Corominas J., Bonnard C.H., Cascini L., Leroi E., Savage W.Z. (2008b) Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. Commentary. Engineering Geology, 102, 99-111.
- 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. Env., 60, 171–184, 2001.
- Guadagno F. M., Forte R., Revellino P., Fiorillo F., Focareta M. (2005) Some aspects of the initiation of debris avalanche in the Campania Region: The role of morphological slope discontinuities and the development of failure – Geomorphology 66:237-254
- Guadagno F. M., Perriello Zampelli S., Matonti V. (2000) Primo contributo allo studio delle aree di distacco delle frane 5-6 maggio 1998 in Campania - Quaderni di Geologia Applicata, 7-2, 121-141
- 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.
- Guida M., Pagano D., Vallario A. (1986) I fenomeni franosi della Penisola Sorrentina. In CINQUE A. (ed.) – Guida alle escursioni geomorfologiche (Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini) 69-90, pubbl. n° 33, Dip Scienze della Terra, Univ. Napoli.
- Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J., Hutchinson J.N. (2001) A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type – Environmental & Engineering Geoscience, Vol. VII, No.3, August 2001, pp.
- Hungr O., Morgan G.C., Kallerhals R. (1984) Quantitative analysis of debris torrent hazard for design of remedial measures, Canadian Geotechnical Journal, 21:663-677.
- Iverson R.M. (2000) Landslide triggering by rain infiltration. Water Resources Research, 36(7): 1897–1910.
- Jakob M., Stein D., Ulmi M. (2012) Vulnerability of buildings to debris flow impact. Natural Hazards 60:241–261.
- Lagomarsino S., Giovinazzi S. (2006) Macroseismic and mechanical models for the vulnerability and damage assessment of current buildings. Bull. Earthquake Engng 4, No. 4, 415–443.
- Li Z., Nadim F., Huang H., Uzielli M., Lacasse S. (2010) Quantitative vulnerability estimation for scenario-based landslide hazards. Landslides, pp. 1-10.

- Lichtenhan C. (1973) Die Berechnung von sperren in beton und eisenbeton, Kolloquium on torrent dams ODC 384.3, Mitteilungen der forstlichen bundes versuchsanstalt, Wien. (in tedesco, riportato in Huang et al., 2007).
- Liu K.F., Lee F.C., Tsai H.P. (1997) The flow field and impact force on a debris dam. In Debris Flow Hazard Mitigation, ASCE, New York, 736-746.
- Lo D.O.K. (2000) Review of natural terrain landslide debris-resisting barrier design. Special Project Report No. SPR 1/2000, Geotechnical Engineering Office, Hong Kong, (GEO Report No. 104).
- Mastrolorenzo G., Petrone P., Pappalardo L., Sheridan M.F. (2006) The Avellino 3780-yr-B.P. catastrophe as a worst-case scenario for a future eruption at Vesuvius. Proceedings of the National Academy of Sciences 103, 4366–4370.
- Matsushita T., Ikeya H. (1992) Methods for evaluation of debris flow countermeasures. Proceedings of the International Symposium INTERPAEVENT 1992, Bern, pp. 337-348.
- Mavrouli O., Corominas J. (2010) Rockfall vulnerability assessment for reinforced concrete buildings, Natural Hazards and Earth System Sciences, 10(10):2055-2066.
- Montgomery, D.R. Dietrich, W.E. (1994) A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. Water Resources Research, 30:1153-1171.
- Olivares L. and Picarelli L. (2003) Shallow flowslides triggered by intense rainfall on natural slopes covered by loose unsaturated pyroclastic soils - *Gèotechnique* 53, No. 2, 283-287
- Olivares L., Picarelli L. (2001) Susceptibility of loose pyroclastic soils to static liquefaction: some preliminary data. In M. Kühne, H.H: Einstein, E. Krauter, H. Klapperich, R. Pöttler (eds.), *Landslides – Causes, Impacts and Countermeasures*, proc. Int. Conf., Davos: pp.75-85.
- Orsi G., Di Vito M.A., Selva J., Marzocchi W. (2009) Long-term forecast of eruption style and size at Campi Flegrei caldera (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 287, 265–276
- Pack R.T., Tarboton D.G., Goodwin C.N. (1998) The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping. Submitted to 8th Congress of the International Association of Engineering Geology, Vancouver, British Columbia, Canada 21 – 25 September 1998, pp. 8.
- Pareschi M.T., Santacroce R., Sulpizio R., Zanchetta G. (2002) Volcanoclastic debris flow in the Clanio Valley (Campania, Italy): insight for the assessment of hazard potential. *Geomorphology* 43:219-231.
- Pearson T.C, Costa J.E. (1987) A rheological classification of subareal sediment-water flow. *Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol.* 7:1-12.
- Picarelli L., Olivares L., Comegna L., Damiano E. (2008) Mechanical aspect of Flow-Like Movements in Granular and Fine Grained Soils – *Rock Mech. Rock Engng* (2008) 41 (1):179-197.
- Picarelli L., Vinale F. (2007) Messa a punto di modelli geotecnici per la simulazione degli effetti al suolo delle precipitazioni. Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici. Technical Reports 11, 65 pp.
- Revellino P., Hungr H., Guadagno F.M. e Evans S.G. (2004) Velocity and runout simulation of destructive debris flows and debris avalanches in pyroclastic deposits, Campania region, Italy. *Environmental Geology* 45: 295–311
- Rickenmann D. (1999) Empirical Relationships for Debris Flows. *Natural Hazards*, 19, pp. 47-77.

- Rolandi G., Mastrolorenzo G., Barrella A.M., Borrelli A. (1993) The Avellino plinian eruption of Somma–Vesuvius (3760 y. B.P.): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 58, 67–88.
- Savage W.Z., Godt J.W., Baum R.L. (2004) Modeling time-dependent areal slope stability. In: *Landslides – Evaluation and Stabilization Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides*. Lacerda, W.A., Erlich, M., Fontoura, S.A.B., Sayao, A.S.F., (Eds.). Balkema, 1, 23-36.
- Scotton P., Deganutti A.M. (1997) Phreatic line and dynamic impact in laboratory debris flow experiments. *Atti della First International Conference on Debris-Flow. Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, San Francisco, pp. 777-786.
- Sheidegger A.E. (1975) *Physical aspects of natural catastrophes*. New York: John Wiley & Sons.
- Takahashi T. (1991) *Debris Flow*. IAHR Monograph. Balkema, Rotterdam. 165 pp.
- Terlien M.T.J. (1996) *Modelling spatial and temporal variations in rainfall-triggered landslides*. Ph.D. thesis, ITC Publ. Nr. 32, Enschede, The Netherlands, pp. 254.
- Uzielli M., Nadim F., Lacasse S., Kaynia A.M. (2008) A conceptual framework for quantitative estimation of physical vulnerability to landslides, *Engineering Geology*, 102:251–256.
- Vallario A. (1992) *Frane e territorio – Ed. Liguori*
- Van Asch Th.W.J., Buma J., Van Beek L.P.H. (1999) A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, 30:25–32.
- Vitolo E. (2009) *Analisi degli effetti indotti dai fenomeni di flusso rapido*. Tesi di dottorato in Ingegneria Civile per l’Ambiente ed il Territorio. Università degli Studi di Salerno.
- Voellmy A. (1955) *Über die Zerstörungskraft von Lawinen Schweiz*. *Bauzeitung*, 73: 212-285
- Whitman R.V., Reed J.W.Y., Hong S.T. (1973) Earthquake damage probability matrices, *Proc. of the Fifth World Conference on Earthquake Engineering*, Roma.
- Wu W., Sidle R.C. (1995) A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research*, 31: 2097-2110.