



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II

FACOLTA' DI SCIENZE MM FF NN

DOTTORATO DI RICERCA IN:

SCIENZE DELLA TERRA

CICLO XVIII

TESI DI DOTTORATO:

**“L’EVOLUZIONE TARDO-QUATERNARIA DEL *GLACIS*
BASALE DEI MONTI DI SARNO (CAMPANIA) ED IL RUOLO
DEGLI INPUT PIROCLASTICI”**

Coordinatore: Prof. Giuliano Ciampo

Tutor: Prof. Aldo Cinque

Cotutor: dott. Gaetano Robustelli

Dottoranda: Annamaria Franza

Riassunto

Obiettivi principali di questo lavoro sono: 1) la raccolta, elaborazione e formalizzazione di dati stratigrafici e sedimentologici di dettaglio delle “coperture” quaternarie dell’area dei Monti di Sarno; 2) l’individuazione e cartografazione sia delle forme attive e relitte del paesaggio attuale, che delle paleoforme inserite come discontinuità nelle successioni stratigrafiche; allo scopo di comprendere: a) quali sono le tendenze evolutive nel lungo termine, sia nell’arco temporale che per i singoli contesti; b) quale è l’intera gamma delle tipologie di fenomeni che agiscono nel sistema; c) quali sono le “reazioni” morfodinamiche del sistema all’arrivo di nuove coltri piroclastiche, anche in termini di diversa natura e spessore; d) capire quali sono gli effetti che hanno avuto le variazioni climatiche tardoquaternarie sul sistema; e) individuare il rapporto che c’è tra le crisi di franosità e le tendenze morfodinamiche di lungo periodo, se queste sono eccezionali e fino a che punto.

I numerosi tagli antropici, effettuati (ed ancora in corso) per la “*Sistemazione definitiva delle aree a rischio e per il ripristino delle aree sede delle colate del 5 maggio 1998*”¹, hanno consentito la raccolta di dati stratigrafici che hanno permesso di fare una ricostruzione dettagliata degli eventi morfoevolutivi avvenuti durante l’Olocene.

I tagli naturali, esposti lungo le incisioni apicali e prossimali del *glacis*, unitamente ai dati di sondaggi geognostici raccolti nell’ambito di uno *Stage*, presso il “*Commissariato di Governo per il Rischio Idrogeologico in Campania (Ord. Min. 2787)*”, hanno invece consentito una ricostruzione degli eventi più antichi, che, seppur con minor dettaglio, si spingono fino al tardo Pleistocene medio.

Tutti i dati sono stati raccolti in un data base e collegati ad una carta degli affioramenti realizzata in ambiente Cad.

Il primo approccio è stato di tipo geomorfologico ed ha inteso individuare le diverse morfologie che caratterizzano unità di paesaggio dell’area di studio. Quest’ultima è suddivisibile in tre grandi unità di paesaggio: il *mountain front*, la fascia pedemontana e la pianura

¹ Ad opera del Commissariato di Governo per il Rischio Idrogeologico in Campania (Ord. Min. 2787)

(considerata solo come elemento di confine del sistema preso in esame). Nell'ambito del *mountain front*, si distinguono dei relitti planari della originaria scarpata di faglia (localizzati in aree di interfluvio e modestamente incisi da bacini di basso ordine gerarchico) e, alternati a questi, dei bacini di escavazione torrentizia e fluvio-carsica.

Le zone di testata si presentano concave ed articolate nel caso dei bacini più estesi e in alcuni casi catturano la paleosuperficie. La presenza di cornici litologiche da luogo a salti anche lungo il percorso degli alvei, in corrispondenza dei quali queste ultime tendono ad arretrare.

La fascia pedemontana si presenta, solo nella sua porzione più alta, articolata in una successione di forme convesse (spesso rielaborate da dissezioni) che corrispondono alle parti apicali dei molti conoidi di deiezione che escono dalle sopraccitate incisioni torrentizie. Tuttavia, le zone collocate presso la base dei settori interfluviali del *mountain front* non presentano pronunciate depressioni inter-conoidali. Spostandosi a valle della fascia in cui si distinguono più apici di deiezione, i conoidi si anastomizzano tra loro in modo quasi perfetto, dando luogo ad un pendio piuttosto uniforme (*glacis* di accumulo) nel quale solo a tratti si riescono a leggere delle dolci convessità planimetriche ascrivibili all'azione costruttiva di uno specifico corso d'acqua. Solo allo sbocco dei torrenti del settore più Occidentale, al confine con Palma Campania, si hanno morfologie da singolo conoide ben pronunciate, ma di estensione limitata.

Il *glacis* è stato suddiviso in: a) forme apicali; b) fascia prossimale; c) fascia mediana; d) fascia distale. A valle di quest'ultima inizia la Piana del Sarno vera e propria, caratterizzata da pendenze quasi nulle e da depositi fluviali e palustri.

In alcuni contesti, l'andamento delle isoipse, denuncia situazioni di "incastro telescopico", che sono state cartografate.

Nell'ambito della ricerca svolta, il riconoscimento dei depositi vulcanici, utilizzati come marker stratigrafici, è stato finalizzato alla collocazione in un arco temporale, dei processi che hanno coinvolto i versanti dei Monti di Sarno ed in particolar modo la relativa fascia pedemontana, con l'intento di comprenderne l'evoluzione.

I depositi vulcanici più antichi rinvenuti nell'area di studio, sono quelli ascrivibili al distretto Flegreo; in particolare, sono stati riconosciuti: l'Ignimbrite di Taurano ($157.4 \pm 1 \text{ka}$), le pomici basali e l'Ignimbrite Camapana (39 ka) (CI unità 2: Rolandi et al. 2003). Tali depositi, si rinvencono solo in pochi affioramenti nell'ambito di profonde incisioni nei canali, in tagli antropici, o in sondaggi più o meno profondi.

Il Somma Vesuvio, negli ultimi millenni, ha avuto un'attività più frequente rispetto a quella dei Campi Flegrei, che i versanti del Pizzo d'Alvano hanno registrato quasi integralmente. Infatti, a partire dagli episodi eruttivi più antichi, nell'area sono stati riconosciuti rispettivamente: le pomici di Codola (25000 y.B.P.), le Pomici di Base (anche Pomici di Sarno, $18,300 \pm 150$ y.B.P.), (altra eruzione non datata) le Pomici di Ottaviano (anche Mercato 8010 ± 50 y.B.P.), le Pomici di Avellino (3760 ± 70 y.B.P.), le eruzioni Protostoriche (comprese tra Avellino e 79 a.D.), le pomici grigie dell'eruzione di Pompei (79a.D.), le piroclastiti di Pollena (472 a.D.), una probabile Eruzione medioevale e le Pomici del 1631 a.D.

Com'è noto da letteratura, la storia eruttiva del Somma Vesuvio è stata caratterizzata da alcune grandi eruzioni di tipo pliniano e diverse subpliniane. Pertanto non si esclude che nell'area, oltre alle unità sopra descritte, possano essere giunti anche altri prodotti da *fall*, che a causa degli esigui spessori e/o rimaneggiamenti, non sono stati riconosciuti. Quanto sopra ipotizzato è confermato dal rinvenimento sia dei depositi attribuiti al periodo eruttivo compreso tra l'eruzione di Avellino e quella del 79 a.D. (Eruzioni Protostoriche) che di quelli compresi tra 472 a.D. e 1631 a.D., mai segnalate prima nell'area.

Particolare attenzione è stata dedicata allo studio dei corpi interposti ai prodotti vulcanici, o, laddove osservabili anche a quelli che hanno preceduto l'arrivo di tali prodotti.

Lungo la fascia pedemontana sono stati riconosciuti numerosi depositi derivanti dalla rielaborazione sia dei prodotti del disfacimento del substrato mesozoico che dei depositi piroclastici. Nell'ambito di questi depositi, sono state distinte, composizione litologica, granulometria, genesi e strutture sedimentarie, sintetizzate nelle petrofacies (Segschneider et al. 2002), opportunamente codificate, al fine di rendere più immediata la lettura

dei dati. Queste sono state poi raggruppate in litofacies. Successivamente sono state individuate 5 associazioni di litofacies, interpretate in termini di processi sedimentari e della loro distribuzione spazio temporale (Segschneider et al. 2002; Cinque et al. Anno 2005) . Le associazioni di litofacies α e β , sono rappresentative rispettivamente delle aree apicali e prossimali e si incastrano temporalmente tra IC e le Pomici di Sarno e tra queste ultime e le Pomici di Ottaviano. Le associazioni γ , δ ed ϵ sono tipiche delle fasce medio prossimale, medio distale e distale del *glacis*.

Una prima distinzione nell'ambito dei depositi relativi al glacis, può essere fatta sulla base della componente litologica prevalente. Si afferma che i depositi relativi al Pleistocene, sono caratterizzati da prevalente componente carbonatica, e a luoghi da vulcanoclastiti (associazioni di litofacies α e β). Invece, i depositi Olocenici, sono costituiti quasi esclusivamente da prodotti vulcanoclastici (associazioni di litofacies γ , δ ed ϵ). A tale proposito va ricordato che anche Zanchetta et al. (2004), giungono ad analoghe conclusioni e datano la fine della produzione crioclastica in un periodo che va tra 13,1 ka e 10,4 ka.

Dall'elaborazione dei dati raccolti sono state poi definite delle *petrofacies* (cap. 3 e 5), che, raggruppate in litofacies, hanno consentito di ricavare le associazioni di facies rappresentative dei diversi ambiti morfologici del *glacis* (paragrafo 5.3).

Pertanto, dall'analisi dei vari litosomi e delle relative associazioni di facies, unitamente all'analisi geomorfologica, è stato possibile:

- 1) Stabilire quali sono stati i momenti di aggradazione e le fasi di dissezione che si sono alternati sul glacis dei Monti di Sarno, nel corso del tardo Pleistocene-Olocene;
- 2) Ricostruire una curva delle migrazioni subite dall'*intersection point* nei sopracitati momenti di aggradazione e dissezione;
- 3) Caratterizzare i tipi di sedimentazione occorsi nelle varie fasi di aggradazione ed individuare per ciascuno di essi i tipi di processi di trasporto/deposizione;
- 4) Riconoscere il ruolo delle fluttuazioni climatiche, tardo-pleistoceniche ed oloceniche, nella articolazione delle fasi erosione, stabilità ed accumulo pedemontane;

5) Riconoscere la sensibilità del sistema all'arrivo di nuove coltri piroclastiche e proporre un modello di risposta che tiene conto della portata del ricoprimento.

In particolare, a partire dal tardo Pleistocene sono state riconosciute almeno cinque fasi di aggradazione coincidenti con le cinque associazioni di facies riconosciute: α , β , γ , δ ed ϵ , a cui si sono intervallati, almeno due periodi di dissezione degli apici, con relativa loro migrazione verso valle a partire da circa 12 ka. A tali associazioni di facies si interpongono le piroclastiti primarie, che scandiscono cronologicamente questa evoluzione.

L'abbondanza di clasti carbonatici che caratterizza le litofacies α e β , insieme ai vincoli cronologici offerti dall'Ignimbrite Campana e dalle Pomice di Sarno, collocano la loro formazione all'ultimo glaciale (Würm II e sue fasi tardiglaciali). Tale periodo di deiezione a clasti di substrato, forte migrazione a monte degli apici di conoide e forte clinostratificazione, si chiude con una fase di dissezione e di pedogenesi sui terrazzi risultanti (*pedomarker B* sensu Frezzotti et al. 1996). Tale maturo paleosuolo di clima caldo-umido viene qui riferito all'intervallo tra circa 12 e circa 8 ka BP.

Le associazioni di litofacies γ , δ ed ϵ caratterizzano i depositi che si formano tra circa 8 ka B.P. (dopo l'eruzione di Ottaviano) e il periodo moderno. In quest'arco temporale si sono alternati periodi di aggradazione del *glacis*, seguiti da soste, con avanzamento di fronti di alterazione, e progradazione verso valle del *glacis*, riconducibili a brevi periodi di crisi climatica, nell'ambito di un clima generalmente poco idoneo a dare deiezioni.

Tutte le eruzioni esplosive che hanno portato almeno 3-4 dm di piroclastiti sui versanti dell'area di studio hanno indotto una immediata risposta in termini di erosione accelerata e conseguente deposizione sul *glacis* pedemontano. La durata e la portata di questi eventi di *downwasting* sono stati proporzionali a allo spessore della coltre, ma anche alla capacità di ripresa che i manti vegetali manifestavano in ragione delle condizioni climatiche vigenti in ciascun caso

Ringraziamenti

Prima di tutti, desidero qui ringraziare il prof. Aldo Cinque, tutore del dottorato, al quale esprimo la mia riconoscenza per il supporto ed i preziosi insegnamenti che mi ha trasmesso riguardo alla geomorfologia di un ambiente ancora poco noto come il piedimonte di aree perivulcaniche.

Un particolare ringraziamento va al dott. Gaetano Robustelli, per i costruttivi suggerimenti in merito alla ricerca svolta che hanno contribuito alla mia formazione geomorfologica e sedimentologica.

Ringrazio inoltre il prof. G. Rolandi e la dott. P. Petrosino che mi hanno coadiuvata per l'aspetto vulcanico, la dott. E. Russo Ermolli per i suggerimenti sugli aspetti climatici, il dott. Pietro Aucelli per lo studio assistito all'utilizzo di programmi GIS e il dott. archeologo D. Camardo per la datazione in loco dei piccoli reperti rinvenuti.

Inoltre desidero ringraziare i geologi e gli ingegneri del Presidio territoriale di Sarno e Commissariato di Governo per il Rischio Idrogeologico in Campania (Ord. Min. 2787), per la disponibilità e l'utilizzo dei dati di sondaggi geognostici.

Un grazie speciale va al mio amato Peppe che mi è stato vicino, mostrando un'infinita pazienza durante il periodo di stesura della tesi.

Indice

PARTE I

1. INTRODUZIONE	10
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO.....	12
2.1 LA PIANA DEL SARNO	12
2.2 I MONTI DI SARNO.....	17
2.2.1 <i>Il substrato pre -Quaternario.....</i>	<i>17</i>
2.2.2 <i>Evoluzione geomorfologica e depositi quaternari</i>	<i>19</i>
2.2.3 <i>I depositi del glacis deposizionale pedemontano.....</i>	<i>23</i>
2.2.4 <i>I depositi vulcanici.....</i>	<i>23</i>
2.2.5 <i>Le piroclastiti somma-vesuviane segnalate nei Monti di Sarno.....</i>	<i>25</i>
3. ARTICOLAZIONE DELLA RICERCA.....	30

PARTE II

4. ANALISI GEOMORFOLOGICA.....	34
4.1 IL MOUNTAIN FRONT	35
4.2 LA FASCIA PEDEMONTANA	36
5. ANALISI STRATIGRAFICA E SEDIMENTOLOGICA	38
5.1 LITOFACIES RICONTRATE E LORO SIGNIFICATO.....	39
5.2 LE SUCCESSIONI OSSERVATE E GLI EVENTI FORMATIVI.....	42
5.3 ASSOCIAZIONI DI FACIES	233
6. DISCUSSIONE COMPLESSIVA DEI DATI E TENTATIVO DI RICOSTRUZIONE EVOLUTIVA.....	239
6.1 LA GEOMORFOLOGIA DELL' AREA.....	240
6.2 LA SUCCESSIONE DEGLI EVENTI.....	243
6.3 DISTRIBUZIONE SPAZIO TEMPORALE DEI FENOMENI EROSIVI E SEDIMENTARI.....	251
6.4 EFFETTI SULLE MORFODINAMICHE DELL' ARRIVO DI NUOVE COLTRI PIROCLASTICHE	254
6.5 POSSIBILI INFLUENZE DELLE VARIAZIONI CLIMATICHE.....	260
7. CONCLUSIONI	265

PARTE I

1. INTRODUZIONE

La ricerca svolta durante il corso di dottorato ha preso in esame uno scenario geomorfologico che è molto diffuso nei rilievi appenninici che circondano la Piana Campana: quello degli alti versanti bordieri impostati in rocce carbonatiche (inclusi i ripidi valloni che li dissecano) e delle connesse fasce di accumulo pedemontano (tipicamente formati di conoidi e falde detritico-colluviali). A rendere questo scenario tipico e diverso dagli analoghi casi distribuiti un pò ovunque sulla catena appenninica, sta il fatto che la vicinanza dei centri eruttivi napoletani ha versato a più riprese ingenti quantità di prodotti piroclastici da caduta, questi materiali hanno contribuito non poco a creare morfologie di accumulo ed a modificare le tendenze morfodinamiche di versante e fluviali l.s.

Come area campione per la ricerca è stata scelta quella dei Monti di Sarno, la quale offre il vantaggio di presentare affioramenti naturali nell'ambito dei canali che incidono il glacis. Inoltre in questa zona sono in corso alcuni scavi, sia archeologici che per la sistemazione delle aree a rischio, colpite dalle frane del 5-6 maggio 1998. Tali scavi sono concentrati lungo la fascia pedemontana e offrono l'opportunità di osservare tagli profondi che non si ha altrove e che non si presenterà facilmente ancora in futuro.

I dati di cui sopra sono stati integrati ed inseriti in un database, con circa un centinaio di sondaggi geognostici, reperiti durante una stage svolto presso il *Commissariato di Governo per il Rischio Idrogeologico in Campania*.

Come si dirà meglio in seguito, l'approccio metodologico usa congiuntamente i metodi del rilevamento geologico-sedimentologico-stratigrafico e quelli della analisi geomorfologica.

Questa ricerca ha avuto come scopi, la raccolta, elaborazione e formalizzazione (in carte, sezioni e schemi stratigrafici) di dati di dettaglio delle cosiddette "coperture" quaternarie dell'area, che è ancora poco nota; allo stesso modo, per gli aspetti geomorfologici l'individuazione e cartografazione, sia delle forme attive e relitte del paesaggio attuale che

delle paleoforme inserite come discontinuità nelle successioni stratigrafiche. I dati raccolti sono stati quindi utilizzati allo scopo di ottenere ricostruzioni che diano un contributo a questioni aperte (molte delle quali importanti anche ai fini applicativi). L'intento era quello di comprendere: quali sono le tendenze evolutive nel lungo termine, sia nell'arco temporale che per i singoli contesti; quale è l'intera gamma delle tipologie di fenomeni che agiscono nel sistema, (al di là di quelle rese ben chiare dagli eventi anche catastrofici del recentissimo passato); quali sono le "reazioni" morfodinamiche del sistema all'arrivo di nuove coltri piroclastiche, anche in termini di diversa natura e spessore; capire quali sono gli effetti che hanno avuto le variazioni climatiche tardoquaternarie sul sistema; individuare il rapporto che c'è tra le crisi di franosità e le tendenze morfodinamiche di lungo periodo, se queste sono eccezionali e fino a che punto.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

L'area qui analizzata si colloca nella fascia pedemontana dei Monti di Sarno, la quale –con le sue forme e le sue formazioni quaternarie– rappresenta il raccordo morfologico e geologico tra detti rilievi e la Piana del Sarno (Fig. 1).



Figura 1: inquadramento dell'area in esame.

2.1 La Piana del Sarno

La Piana del Sarno ha un'estensione di circa 200 km² ed è bordata dai Monti di Sarno a est, dai Monti Lattari a sud, dal distretto vulcanico Somma – Vesuvio ad ovest e nel settore sud occidentale dal Mar Tirreno.

A causa del netto prevalere dei fenomeni di aggradazione, la Piana del Sarno risulta morfologicamente piatta tanto che alla base dei versanti marginali più interni, posti a 17 Km dalla costa, essa raggiunge appena i 20 m di quota. Questo, grazie anche allo scarsissimo apporto solido del Fiume

Sarno, il quale si origina da grosse sorgenti ubicate alla base dei versanti meridionali dei Monti di Sarno. Ma la mancanza di articolazioni verticali di questa pianura sta anche ad indicare che essa non ha subito, in tempi relativamente recenti (ultimi 2000 anni), movimenti tettonici surrettivi (Fig 2), anzi, probabilmente essa ha registrato una generale subsidenza ben compensata dagli accumuli piroclastici sia in giacitura primaria sia rimaneggiati in ambiente fluviale (Cinque & Russo, 1986).

La Piana risulta dal riempimento sedimentario di una struttura più ampia che è il <<graben della Piana Campana>> la quale si estende anche a nord ovest dell'edificio vulcanico fino al piede della dorsale calcarea del Monte Massico (Cinque A. 1991).

Una caratterizzazione del riempimento del graben si evince dalla stratigrafia del sondaggio profondo effettuato nella piana dall'Agip, presso la base del Vesuvio (Pozzo Tre Case 1; Calducci et alii 1983).

In tale sondaggio la potente coltre sedimentaria del quaternario viene descritta, come costituita, a partire dal basso, da sedimenti continentali; vulcaniti subacquee (riferibili ad un antenato del Somma completamente sepolto sotto la piana) intercalate a sedimenti marini e, infine, da vulcaniti subaeree ascrivibili all'edificio del Somma-Vesuvio (Cinque A. 1991).

L'analisi dei dati di prospezioni geofisiche e dei pozzi profondi (Aprile & Ortolani, 1979; Baldi & alii, 1976; Barberi & alii, 1980; Camelli & alii, 1975; Carrara & alii 1974; Finetti & Morelli, 1974; Ippolito & alii, 1973 a; La Torre & alii, 1982; Oliveri del Castillo, 1966; Ortolani & Aprile, 1978,1985), mostra che il top del substrato calcareo del graben campano, è generalmente caratterizzato da un andamento a gradinata di faglie dirette ribassanti i blocchi verso il centro della piana e verso il Tirreno. I maggiori sprofondamenti del substrato sono stati valutati intorno ai 5000 m dal piano campagna; il rigetto massimo complessivo delle gradinate di faglia perimetrali è quindi stimabile intorno ai 6500 m. (Cinque et alii 1987).

Per la carenza di dati di sottosuolo, l'età e le modalità di impostazione del graben non sono state ancora del tutto chiarite. Ippolito et alii (1973) ipotizzano, sulla scorta dei dati forniti da alcuni sondaggi profondi, un'età ascrivibile al Pliocene superiore, mentre Cinque et alii

(1987), reinterprestando gli stessi dati di sondaggi, ascrivono l'inizio del collassamento all'inizio del Pleistocene.

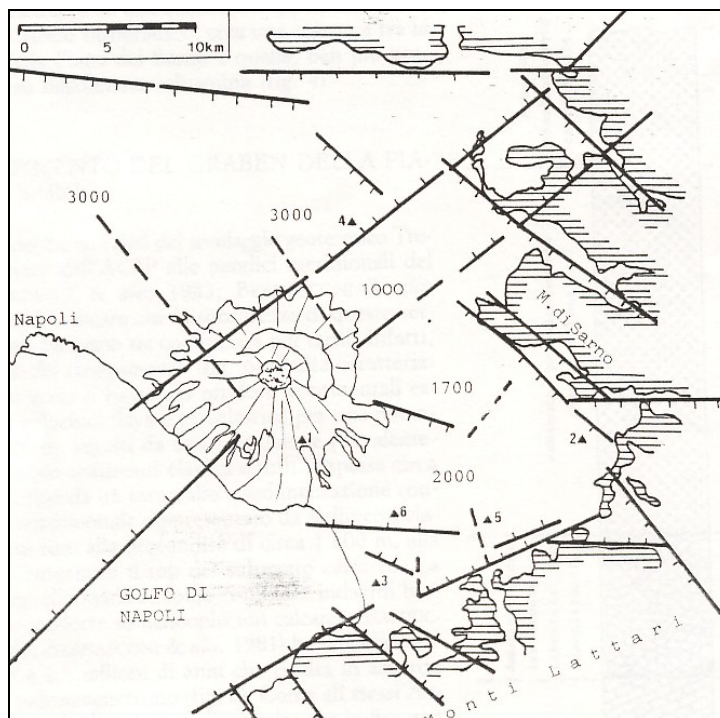


Figura 2: principali lineamenti tettonici della piana del Sarno
(da Cinque et alii 1987).

Connessa alle principali strutture tettoniche e ubicata in corrispondenza delle massime depressioni del substrato, è la massiccia presenza del vulcanismo flegreo-ischitano e vesuviano, i cui prodotti affioranti sono ascrivibili al Pleistocene superiore ed all'Olocene (Capaldi & alii, 1985 a).

Nel corso dell'Olocene, la parte bassa della Piana del Sarno ha subito una morfoevoluzione le cui tappe sostanziali sono state ricostruite anche attraverso l'analisi degli indizi geomorfologici da Cinque A. (1991). Tra gli elementi più chiari spicca la paleo – falesia che tronca alla base i conoidi Wurmiani di Gragnano e Castellammare di Stabia (Fig. 3). Su questa si leggono cinque stadi evolutivi diversi. Il primo stadio si colloca alla periferia occidentale di S. Maria la Carità ed ha andamento rettilineo con direzione NE (SM sulla carta fig 3 Cinque 1991), il secondo va dalla località Il Petrarco (PE in fig. 3) fino allo sbocco del Fosso Gragnano, metre

il terzo si estende dal suddetto Fosso fino alla località Sommuzzariello (S in fig. 3). Questi ultimi due tratti mostrano un decorso concavo verso mare.

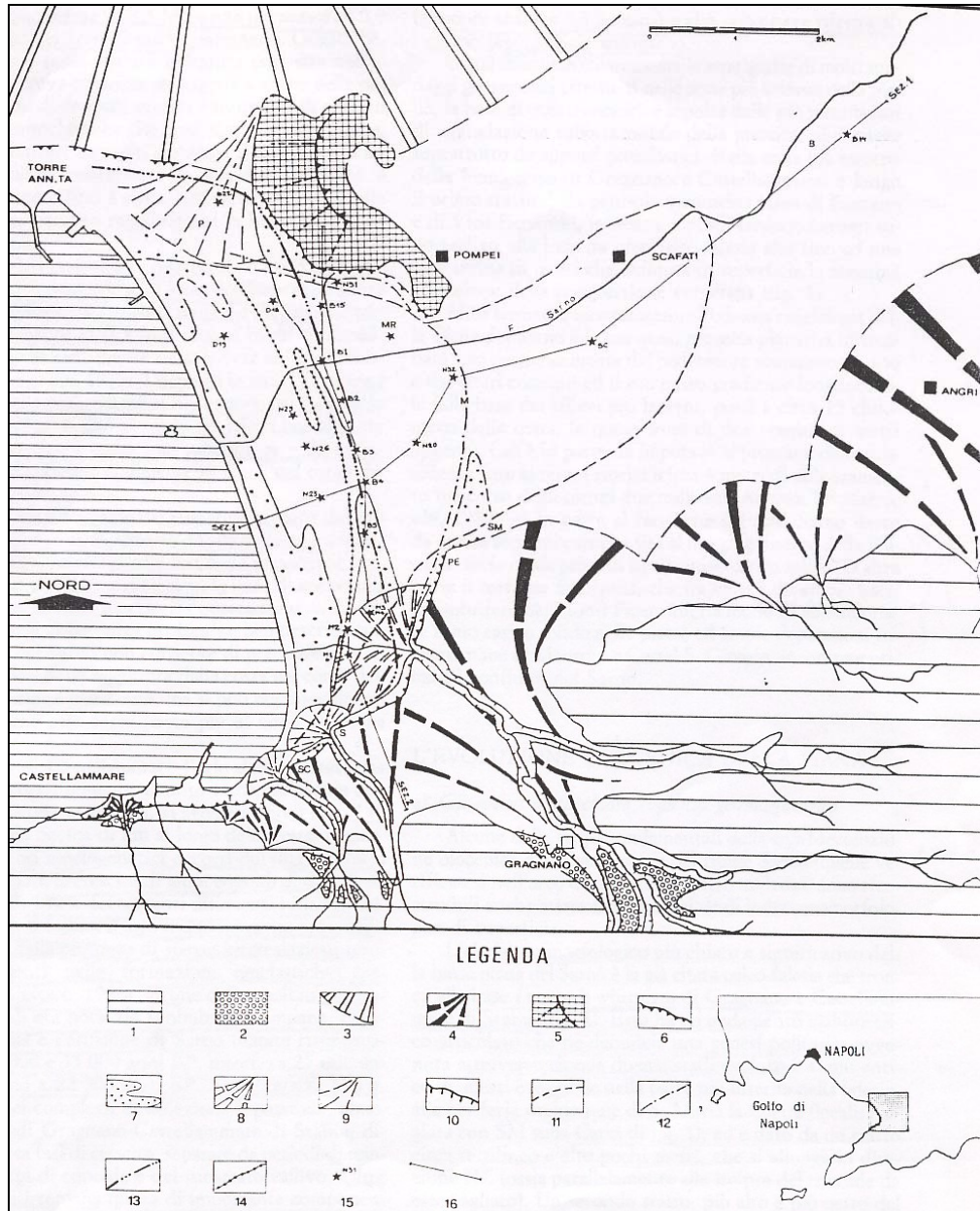


Figura 3: carta geomorfologica schematica della bassa Piana del Sarno. 1) Rilievi calcarei dei Monti Lattari; 2) resti terrazzati dei conoidi pleistocenici; 3) edificio del Somma Vesuvio; 4) conoidi wurmiane; 5) edificio vulcanico di Pompei scavi; 6) paleofalesia; 7) cordoni dunari; 8) conoide di Muscariello; 9) conoidi di Sommuzzariello, Quisisana e Penniniello; 10) orlo di scarpata fluviale; 11) andamento probabile della linea di riva durante la massima ingressione versiliana; 12) linea di riva di circa 45000 anni B.P.; 13) linea di riva di 3600-2500 anni B.P.; 14) linea di riva del primo secolo d. C.; 15) sondaggi e loro sigla; 16) traccia di sezione (da Cinque 1991).

Il quarto e il quinto stadio sono analoghi ai precedenti due e vanno da Sommuzzariello fino a S. Croce (SC in fig. 3) e da qui alle vecchie Terme Stabiane (T in fig. 3), dove la scarpata passa ad interessare anche i calcari mesozoici della Penisola Sorrentina e prosegue verso E come falesia attiva odierna. Ai piedi di questa falesia si rinvengono *talus* colluvionali e piroclastici e inoltre conoidi di deiezione in cui prevalgono le piroclastiti rimaneggiate (conoidi di Muscariello, Sommuzzariello e quello su cui sorge il centro medievale di Castellammare).

Alla base del piedimonte vesuviano, si osserva un'atra paleofalesia che si addentra nella Piana per alcuni chilometri e si estende da Torre Annunziata, dove è mascherata da formazioni vulcaniche ed alluvionali posteriori al suo modellamento (Cinque & Russo, 1986), fino al promontorio lavico di S. Abbondio, a sud della moderna Pompei.

Inoltre, fra il Vesuvio e i Monti Lattari si evidenziano antiche posizioni di corda litorale. Il più marcato ed interno, tra questi, è il cordone sabbioso di Bottaro Pioppaino.

In conclusione, la tendenza evolutiva generale dell'area nel corso dell'Olocene può essere suddivisa in due fasi: la prima, iniziata negli ultimi millenni del Pleistocene e durata forse fino a 6000 anni fa circa, durante la quale il sollevarsi del livello marino e la contemporanea subsidenza della Piana prevalgono sull'aggradazione sedimentaria di quest'ultima e determinano una profonda ingressione marina.

La seconda fase comincia quando il valore del ritmo di sollevamento relativo del livello di base, risultante dalla combinazione della variazione del livello marino (variazioni glacio-eustatiche) e della subsidenza della piana) si abbassa al di sotto di quello del ritmo di aggradazione, sedimentaria e piroclastica, della Piana. Di conseguenza la linea di costa comincia ad avanzare formando lidi sabbiosi sub-paralleli all'attuale linea di costa (Cinque A., 1991).

2.2 I Monti di Sarno

2.2.1 *Il substrato pre -Quaternario*

Sul Foglio Salerno n°185 della Carta Geologica d'Italia (Fig. 1), i terreni carbonatici costituenti l'ossatura dei Monti di Sarno sono descritti come una successione di calcari, calcari dolomitici e, subordinatamente, calcari marnosi. Detta successione raggiunge uno spessore di diverse centinaia di metri e va dal Cretaceo inferiore al Cretaceo superiore. Essa può essere ascritta alla cosiddetta "Unità Stratigrafica Strutturale Alburno – Cervati" appartenente alla piattaforma campano-lucana (D'Argenio et al. 1973). I termini più antichi della successione, ascrivibili al Cretaceo inf., sono costituiti da alternanze di calcari (calcareniti e calcilutiti) e calcari dolomitici. Verso l'alto la successione continua con un'alternanza di calcilutiti (ricche in Requenie) e calcari conglomeratici a matrice marnosa incluso il noto "livello di marne verdi a Orbitoline" che, per convenzione, nell'area campana rappresenta il passaggio tra il Cretaceo inf. e il Cretaceo sup. La successione mesozoica termina con una sequenza di calcareniti, calciruditi e biostrome (Hippuritidae) a strati e banchi fortemente fratturati e carsificati con frequenti intercalazioni di calcari dolomitici (Nicotera & Civita 1969 a-b).

L'assetto strutturale attuale è quello di una estesa monoclinale immergente a N e inclinata tra 10 e 45 gradi, disturbata da linee tettoniche trasversali ad attività sia diretta che trascorrente. Il modellamento dei versanti scolpiti su queste unità avviene a partire da una fase tettonica estensiva collocabile tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore (Cinque et alii, 1987) che è la stessa responsabile anche del ribassamento del graben campano (Fig 4).

I fenomeni tettonici più antichi che hanno interessato la successione carbonatica (di tipo estensionale), sono probabilmente avvenuti durante e subito dopo il Cretaceo, ma essi sono -oltre che ancora poco notici- certamente meno rilevanti di quelli legati alle fasi compressive della "tettogenesi appenninica" mio-pliocenica.

A scala regionale è stata riconosciuta l'alloctonia dell'intera unità Alburno-Cervati e la sua sovrapposizione tettonica sui terreni delle Unità

Lagonegresi. A livello locale, sono state attribuite al Miocene (Ortolani 1978) le strutture –forse ruotate in senso antiorario- che presentano orientazioni pressoché meridiane ad antimeridiane. Esse articolano la potente serie carbonatica in monoclinali immergenti mediamente verso i quadranti settentrionali, come –ad esempio- quelle del Pizzo d’Alvano, del Monte Torre del Gatto e del Colle Montagna Spaccata.

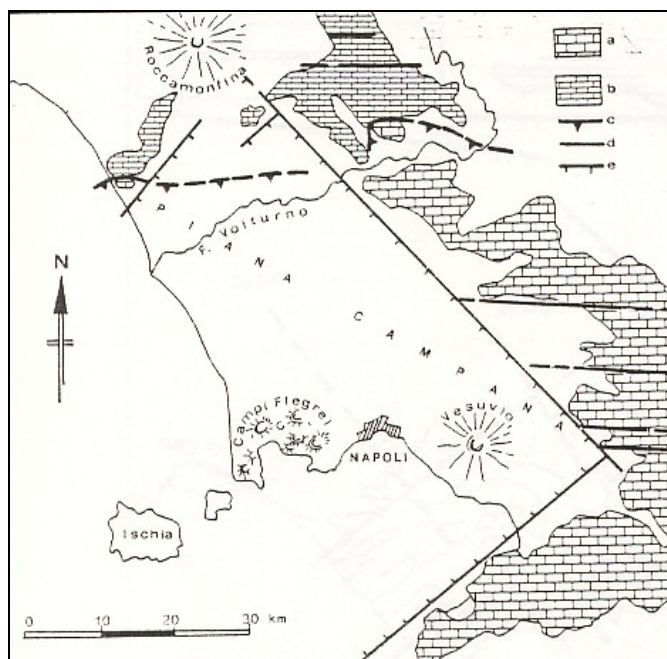


Figura4: Piana Campana (da Cinque et alii 1987).

Su dette strutture si sono poi sovrapposti gli effetti di più recenti fasi deformative che hanno generato discontinuità tettoniche con direzioni SW-NE e NW-SE (Nicotera & Civita, 1969) ovvero un fitto reticolo di faglie dirette, generalmente sub-verticali, a forte risposta morfologica. Le loro orientazioni preferenziali sono quelle tipiche della neotettonica plio-pleistocenica dell’Appennino Campano-Lucano (Aprile et alii, 1978), anche se talvolta sono riattivati lineamenti diretti circa E-W e N-S (Ortolani 1978). Sebbene ciò non sia stato ancora verificato da studi a carattere locale, è presumibile che anche nei Monti di Sarno, come in vicini massicci carbonatici campani, le linee tettoniche di direzione circa appenninica abbiano registrato anche attività di tipo obliquo (cioè con componente orizzontale del rigetto; di solito sinistra). Circa le fasi estensionali quaternarie, queste sono state legate all’evolvere del bacino retroarco

tirrenico (Cinque et Al., 1993) ed hanno obbedito a fasi di estensione aventi tensori sia NE-SW che SW-NE (Caiazza, 2000).

L'effetto più macroscopico di tali eventi è stato il collasso della Piana Campana (Fig. 4) (compresa la sua parte meridionale che oggi ospita la Piana del Sarno) che porta le unità di catena sino a oltre 3000 metri sotto il livello marino (oltre 2000 m nella zona Vesivio-Piana Sarno) e registra tassi di subsidenza quaternaria di circa 2 mm/a. Tale abbassamento è continuato anche in tempi olocenici e storici come dimostra la posizione di antichi depositi litorali nel sottosuolo della Piana (Cinque 1990).

2.2.2 *Evoluzione geomorfologica e depositi quaternari*

I Monti di Sarno appaiono trasversalmente sezionati da valli a controllo strutturale con profondità e orientazione variabili. Nel settore nord occidentale la dorsale è bordata dal solco del Vallo di Lauro, il cui andamento è controllato prevalentemente da faglie di direzione circa NW-SE ed E-W. Non esistono, invece, elementi orografici che delimitano la parte settentrionale della catena, quindi, il limite viene segnato idealmente nella congiungente Quindici – Bracigliano. Il settore meridionale (parte più interna della Piana del Sarno e Conca di Siano) è bordato da faglie di direzione E-W, mentre la parte sud occidentale della catena è controllata da scarpate di faglia di direzione appenninica (NW-SE), ascrivibili al collasso del graben della Piana Campana (Ortolani & Aprile, 1978). La dorsale è disarticolata da scarpate di faglia o da incisioni susseguenti di direzione meridiana ed antimeridiana (Fig. 5) che creano dislivelli massimi di 250 m, molto inferiori ai rigetti delle faglie bordiere che superano i 1000 m. Tali scarpate ed incisioni danno luogo a versanti che si raccordano ad antiche superfici di spianamento (Paleosuperfici Auct.; Cinque, 1992 a; 1992 b) sospese a diverse centinaia di metri sopra gli attuali livelli di base. Da tale morfologia si evince che le faglie di direzione meridiana e antimeridiana (salvo qualche riattivazione nel corso del collassamento della Piana Campana, es. tratto Sarno-Siano) sono più antiche di quelle di direzione NW-SE (Brancaccio et alii, 2000).

Dal punto di vista geomorfologico, l'area può essere suddivisa in tre unità di paesaggio: un paesaggio a paleosuperfici, uno di versanti di faglia bordieri e valloni associati ed il paesaggio in cui è compresa la fascia pedemontana con i suoi conoidi (fig 6).

Il paesaggio a paleosuperfici è il risultato di più fasi di spianamento successive, di probabile origine carsica e fluvio-carsica, verificatesi a partire dai primi stadi di sollevamento della catena.

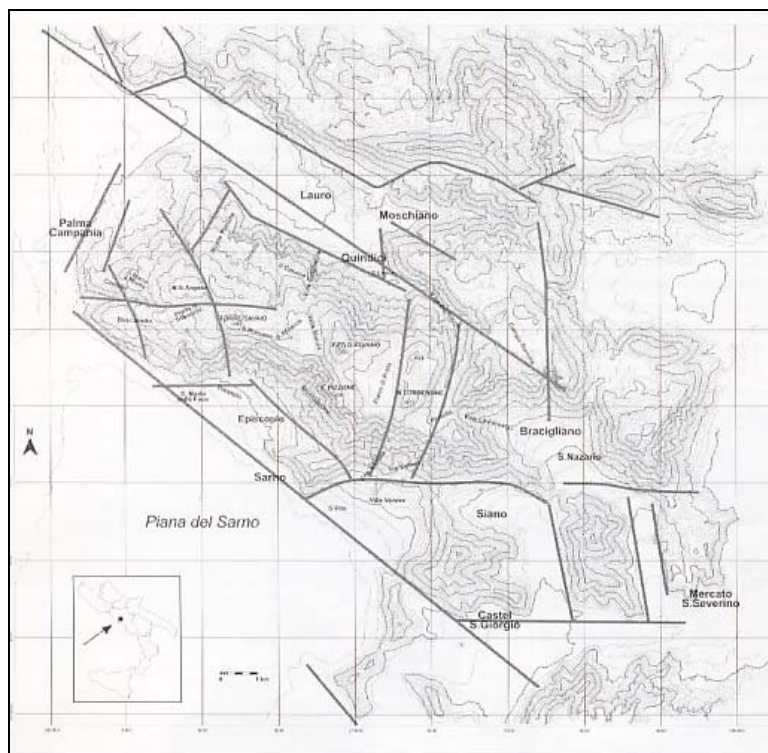


Figura 5: Principali lineamenti del gruppo Pizzo d'Alvano (da Brancaccio et alii, 2000).

Difatti la fase più antica è testimoniata da pochi e piccoli lembi posti a quasi 1000 metri di quota sulle cime più alte della catena. Un'altra fase si rinviene intorno alla quota 850 m dove le spianate si conservano meglio (ripiani di torre Savio, S. Antonio, e Valle Maiula; campi carsici di Prato e Campo Somma; paleovalle sospesa di Pratella-Vallone del Tocco). Lungo il versante che fiancheggia il basso tratto del Vallo di Lauro (località Monte Pianura, Toriello, il Casone) si rinvengono superfici spianate raccordate a livelli di base posti tra 550 e 525 metri. Nella estrema porzione occidentale

del gruppo montuoso (S. Maria a Miano, M. S. Angelo, Piano di Tribucchi, Boscariello, Castello) questi ultimi due ordini di paleosuperfici sono dislocati a quote via via minori ad opera di faglie circa E-W e circa N30W cui si associano, verso sud e verso ovest, rigetti di un centinaio di metri al massimo (Brancaccio et alii, 2000).

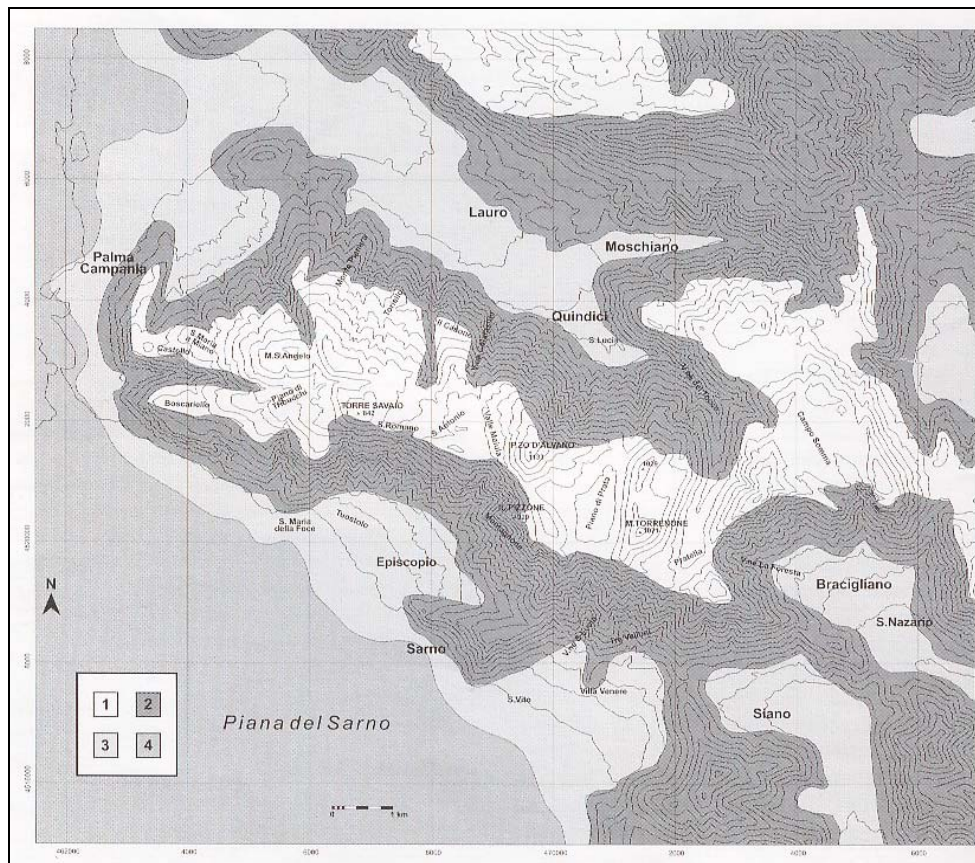


Figura 6: Le unità geomorfologiche del territorio in esame: 1) paesaggio a paleosuperfici; 2) versanti bordieri ed associati valloni; 3) fascia pedemontana; 4) pianure.

Secondo alcuni autori, (Amato, 1995; Ascione & Cinque, 1995; Bosi et alii, 1996), tali paleosuperfici si sono modellate sui rilievi calcarei dell'Appennino centro-meridionale tra il Messiniano ed il Pliocene superiore. Nel caso dei Monti di Sarno si può ipotizzare che esse rappresentino più cicli di modellamento, il più recente dei quali va fatto terminare nel momento in cui inizia il collasso tettonico del settore meridionale del graben campano. In base ai dati forniti dal sondaggio

geotermico Trecase 1 (Bernasconi et al., 1987) tale evento va collocato nella parte media del Pleistocene inferiore.

La seconda unità di paesaggio è caratterizzata da versanti a profilo trasversale quasi rettilineo, con pendenze intorno ai 35°, incisi da valloni. Tali scarpate hanno subito un'evoluzione secondo il modello della recessione di pareti (*cliff recession* di Lehman, 1933) e sostituzione parallela con un pendio di trasporto sostituzione (*slope replacement* di Young, 1972). Lungo tali versanti si osservano pareti subverticali non interpretabili come relitti arretrati di originarie scarpate di faglia basali, ma dovuti a <<cornici litologiche>> formatesi o lungo i versanti che tagliano la stratificazione, laddove affiorano strati più resistenti alle azioni di degradazione fisica e/o al di sopra di un livello stratigrafico in grado di determinare sgrottamenti che innescano crolli di una sovrastante porzione (Brancaccio et alii, 1979).

Inoltre ulteriori elementi si riscontrano sui fianchi a V stretta delle incisioni torrentizie che dissecano i versanti bordieri ed in alcune zone di testata delle stesse incisioni (Brancaccio et alii, 1998, 2000).

L'unità di paesaggio della fascia pedemontana, nella porzione settentrionale (Vallo di Lauro) della dorsale è caratterizzata da una potente successione alluvionale piroclastica che ha colmato nel tempo la valle a controllo strutturale dandole una forma piatta. Nella porzione meridionale, quest'unità rappresenta il raccordo tra i versanti calcarei con l'antistante pianura alluvionale s.s., si estende per oltre 1,5 km e tende a ridursi sensibilmente alla base dell'abitato di Sarno e nel tratto di S. Maria della Foce e Palma Campania; ciò è attribuibile ai movimenti tettonici distensivi quaternari che hanno ribassato sotto la piana gli accumuli pedemontani più antichi.

Gli apporti provenienti dai versanti, dai bacini torrentizi e dai distretti vulcanici dei "Campi Flegrei" e "Somma Vesuvio" hanno dato luogo ad un *glacis* di accumulo che borda tutta la fascia pedemontana. Questo *glacis* è composto da una serie di conoidi alluvionali più o meno anastomizzati nei quali, secondo Brancaccio et Al. (2000), si distinguono almeno due generazioni (Brancaccio et alii, 2000): la prima, fortemente reincisa, mostra pendenze variabili tra 10-15%; la seconda, a pendenze più

dolci, si incastra nelle incisioni dei conoidi più antichi coprendone le parti più distali.

2.2.3 I depositi del glacis deposizionale pedemontano

Come già esposto in precedenza, la letteratura e la cartografia geologica esistente segnala nella fascia pedemontana dei Monti di Sarno soprattutto dei depositi di conoide alluvionale, comprendenti sia una componente epiclastica che delle piroclastiti rimaneggiate, e dei prodotti piroclastici in giacitura primaria (da caduta e, più raramente, da flusso) provenienti dai distretti vulcanici Campi Flegrei e Somma Vesuvio. Intorno all'abitato centrale di Sarno (non compreso nelle aree campione approfondite con questa tesi) si hanno inoltre depositi travertinosi legati alle grandi sorgenti carsiche che si collocano al piede dei rilievi calcarei.

I depositi epiclastici, che spesso presentano una matrice data da piroclastiti alterate e rimaneggiate, hanno tessitura per lo più ghiaiosa e clasti che derivano dal disfacimento del substrato mesozoico. Nella zona apicale del citato *glacis* sono segnalati affioramenti di corpi stratoidi di ghiaie calcaree subarrotondate e spesso cementate da attribuirsi alla generazione di conoidi più antica tra quelle visibili, tentativamente ascritta al Pleistocene superiore.

Nella la zona distale del *glacis*, in cui si individuano i termini più recenti della successione-tipo, tendono a prevalere depositi conglomeratici analoghi, ma con una presenza di matrice ed intercalazioni piroclastiche che diventa sempre più importante. I termini più recenti costituenti i conoidi di seconda generazione, presentano una tessitura più fine rispetto ai precedenti (Brancaccio et alii, 2000).

2.2.4 I depositi vulcanici

I depositi piroclastici che si rinvergono nell'area in esame, derivano dall'attività dei distretti vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma Vesuvio, la cui distribuzione areale è stata fortemente condizionata dalle direzioni

preferenziali dei venti che spiravano durante le varie eruzioni, comportando direzioni di dispersione diverse per ogni singolo evento.

Considerata la particolare rilevanza che in questo studio rivestono le unità piroclastiche (sia come marker cronologici che come materiali che interagiscono molto con le dinamiche di versante e alluvionali) ci si sofferma su di essi con particolare attenzione, fornendo anche una sintesi dello stato delle conoscenze circa la storia eruttiva dei due distretti di origine.

Il vulcanismo dell'area napoletana del Distretto Vulcanico Flegreo è connesso con le fasi tettoniche distensive che hanno interessato il margine tirrenico dell'Appennino, generando faglie normali ad andamento NW-SE e NE-SW (Ippolito et al., 1973; D'Argenio et al., 1973; Finetti e Morelli, 1974; Bartole, 1984; Bartole et al., 1984).

Tralasciando le formazioni più antiche (che affiorano molto raramente sui rilievi intorno alla Piana Campana e che sono ancora male inquadrati) si può affermare che i depositi piroclastici più antichi, presenti nell'area di studio, appartengono al distretto dei Campi Flegrei e sono datati tra i 157.4-39.28 ka (Rolandi et alii 2003). I Campi Flegrei sono un campo vulcanico all'interno del quale, negli ultimi 37 ka, sono stati attivi più di quaranta centri eruttivi differenti. La depressione di questo distretto vulcanico viene generalmente interpretata come una struttura calderica. Questa deriva dalla sovrapposizione di due episodi di collasso (Orsi et al., 1996) connessi con le eruzioni dell'Ignimbrite Campana (37 ka; Deino et al., 1992, 1994) e del Tufo Giallo Napoletano (12 ka; Alessio et al., 1973).

Secondo Rolandi et Al. (2003) nell'area di studio si possono distinguere due depositi ignimbritici localmente sovrapposti: l'Ignimbrite di Taurano (T.I.; 157.4 \pm 1 ka), le pomice basali (C.I. basal pomice; 39.28 \pm 0.11 ka) e la seconda unità dell'Ignimbrite campana (C.I. unit 2). Secondo molti autori, i prodotti dell'Ignimbrite Campana rappresentano il substrato su cui poggiano tutti i prodotti del Somma-Vesuvio, intendendo con Somma-Vesuvio l'edificio vulcanico che oggi si erge sulla pianura circostante. Ma nel sottosuolo dell'area il sondaggio profondo Trecase 1 ha segnalato un edificio sepolto e più antico che sembra essersi accresciuto durante il Pleistocene medio.

Il Somma-Vesuvio è un vulcano centrale composito costituito dal più vecchio strato vulcano del M.te Somma, la cui attività terminò con lo sprofondamento di una caldera sommitale, e dal più recente vulcano del Vesuvio, cresciuto all'interno della stessa. Tale caldera si è formata in almeno cinque fasi distinte di collasso (caldera polifasica), connesse con altrettante eruzioni pliniane (Andronico et al., 1995, 1996).

La storia eruttiva del Somma-Vesuvio è stata caratterizzata da eruzioni di differente intensità e tipologia, variabili dalla tranquilla effusione di lave alle catastrofiche eruzioni pliniane. In base alla quantità di magma eruttato, si possono riconoscere almeno tre categorie principali di eruzioni (Cioni et al., 1994; Rolandi et alii 1977):

- eruzioni relativamente modeste, nel corso delle quali vengono eruttati 0.001-0.01 Km³ di magma. Questi eventi sono caratterizzati da un'attività prevalentemente effusiva o mista (effusiva-esplosiva), e determinano la formazione di colate e di fontane di lava nonché la caduta di blocchi, bombe, ceneri e lapilli.

- eruzioni esplosive nel corso delle quali vengono eruttati almeno 0.1 Km³ di magma (eruzioni subpliniane). Esempi storici di eruzioni di questo tipo sono dati dall'eruzione del 472 d.C. e da quella del 1631.

- eruzioni catastrofiche, nel corso delle quali si ha l'emissione di quantità superiori a 1 Km³ di magma (eruzioni pliniane). Queste eruzioni di solito iniziano con l'emissione parossistica di grandi volumi di pomice e ceneri, comunemente accompagnata e seguita dalla messa in posto di flussi piroclastici, con associati surges e colate di fango. Un esempio storico di questo tipo di eruzione è costituito da quella del 79 d.C.

2.2.5 *Le piroclastiti somma-vesuviane segnalate nei Monti di Sarno*

Da letteratura risulta che l'area in esame è stata raggiunta da ben sette formazioni piroclastiche derivanti dall'attività del Somma Vesuvio.

La prima è costituita dalla così detta Eruzione di Codola che rappresenta il deposito più antico, di età 25000 anni (Rolandi et alii 2000).

La seconda è l'Eruzione Sarno (detta anche Pomici di Base), datata 18300 +/- 130 yrs B. P. Questa presenta asse di dispersione proprio in direzione Sarno ed è costituita da un banco di pomici chiare, dello spessore massimo di 1,5-2 m, il quale, attraverso una fascia di transizione grigia, passa verso l'alto ad un banco di scorie scure di uguale spessore (Santacroce, 1987; Andronico et al. 1995; Bertagnini et al. 1998; Rolandi et alii, 2000; Zanchetta et al. 2004).

La terza (Fig. 7) è costituita dall'eruzione di Ottaviano (detta anche Pomici di Mercato) datata 8000 anni, rappresenta uno dei principali eventi esplosivi. Si attuò con modalità di colonna pulsante con assi di dispersione variabili da E a E-NE (Rolandi et al., 1993). Questa è costituita da frammenti di pomici molto vacuolari e subordinatamente da litici lavici accessori (che non superano il 40% del peso) (Santacroce, 1987; Andronico, et al. 1985; Rolandi et alii, 2000; Lirer et alii, 2001; Zanchetta et al. 2004).

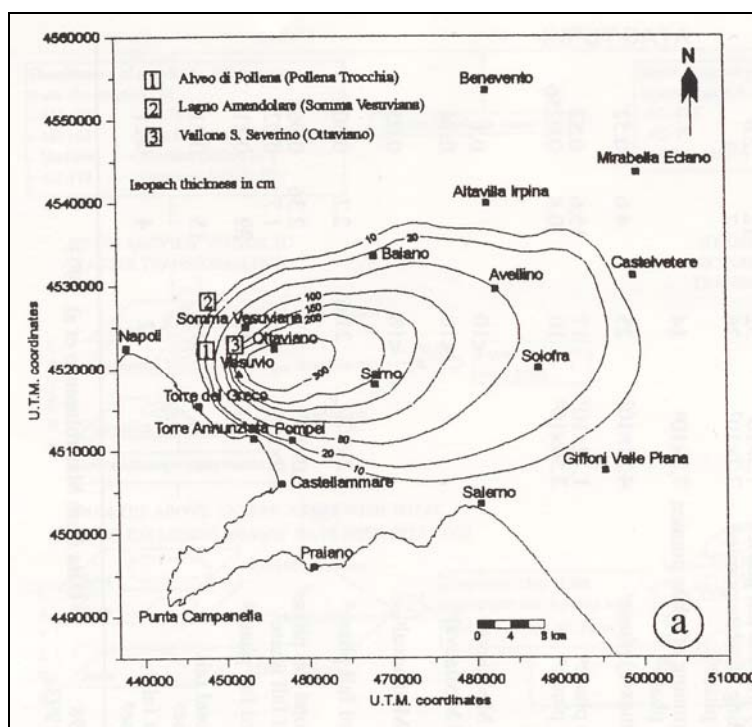


Figura 7: Asse di dispersione della Formazione di Ottaviano (da Lirer et alii 2001).

La quarta formazione piroclastica, nota come Eruzione Avellino è datata 3760 +/- 70 yrs B. P. (Andronico, et al. 1985; Cioni et al. 200), ed è stata una delle più violente della storia eruttiva del Somma Vesuvio (Fig. 8).

I prodotti da caduta sono caratterizzati da uno strato di pomici basali bianche, molto vacuolari, su cui poggia un altro costituito da pomici di colore grigio, meno vacuolari verso il top dello strato, abbondanti clasti carbonatici metamorfosati e subordinatamente litici vulcanici. L'asse di dispersione delle pomici bianche è orientato E-NE mentre quello delle pomici grigie è disposto N-NE (Lirer et alii 2001).

La quinta formazione piroclastica riconosciuta in zona, è quella del 79 d.C. (Fig. 9), ed è senza dubbio la più nota eruzione del Vesuvio e fu descritta da Plinio il Giovane. Tale Formazione presenta caratteristiche simili a quelle di Avellino, difatti è caratterizzata da uno strato di pomici bianche africane molto vacuolari, coperto da un altro di pomici grigie che si presentano più vacuolari nella parte bassa del deposito fino a diventare poco vacuolari nella porzione superiore del deposito. Infine, questa Formazione, presenta due assi di dispersione, quello delle pomici bianche è orientato E-SE, mentre quello delle pomici grigie è orientato S-SE (Lirer et alii 1993, 2001; Rolandi et alii 2000). Nell'area di studio si rinviene solo la frazione grigia.

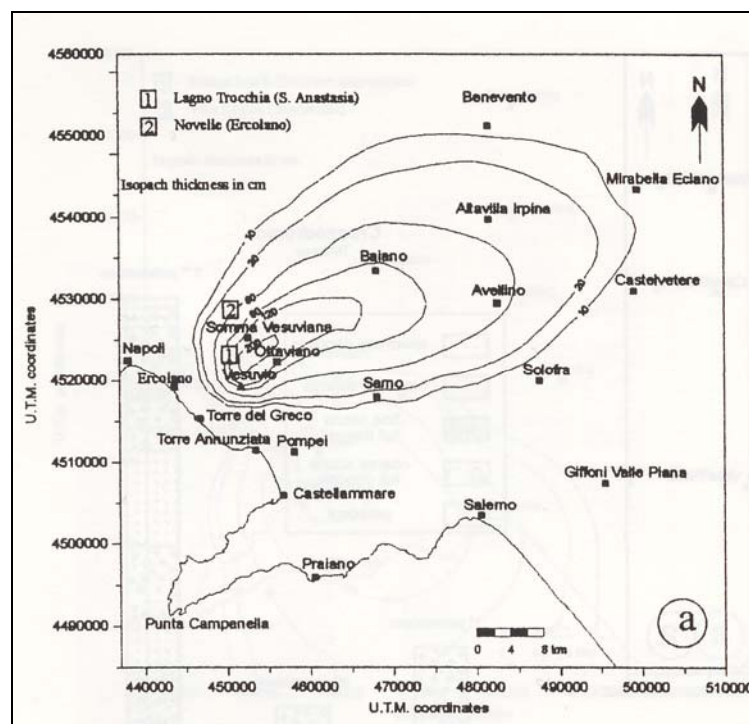


Figura 8: asse di dispersione della Formazione di Avellino (da Lirer et alii 2001).

La sesta formazione è quella del 472 a. D. (o Eruzione di Pollena; Santacroce, 1987; fig. 10); questa è l'eruzione storica più energetica del Somma-Vesuvio che provocò diffuse piogge e flussi piroclastici devastanti, *surges* e *debris flows* (Rolandi et al., 1997). Il suo asse di dispersione ha orientazione NE. I prodotti dell'eruzione sono costituiti da frammenti lavici e rari clasti carbonatici metamorfosati. Lo strato di fall basale, contiene pomici molto vacuolari. Nella parte alta del deposito sono presenti scorie di colore grigio scuro poco vacuolari.

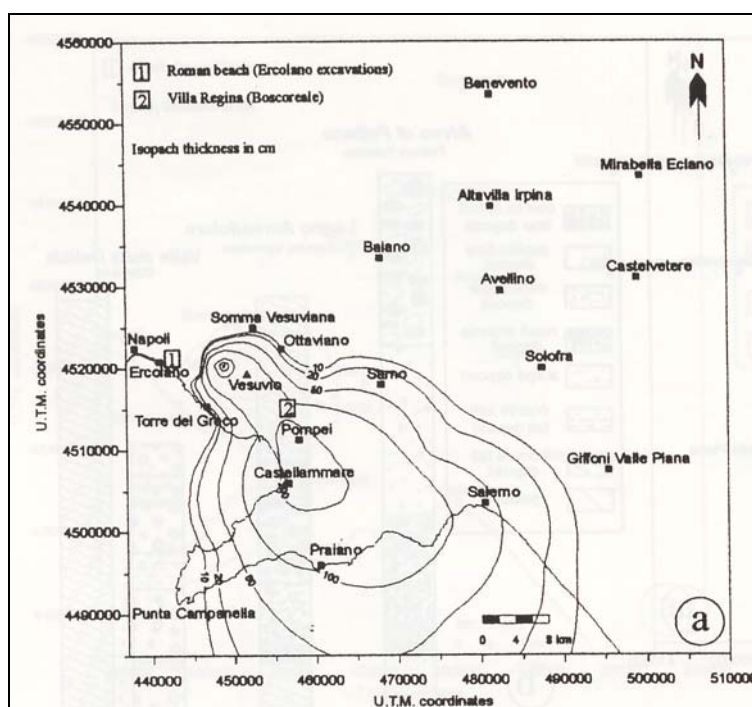


Figura 9: asse di dispersione dell'eruzione del 79 d. C. (da Lirer et al. 2001).

L'eruzione Subpliniana del 1631 (Fig 11) rappresenta la settima formazione piroclastica che si rinviene nell'area. I prodotti da *fall* di quest'eruzione consistono in diverse unità che differiscono in granulometria e composizione. Questi sono caratterizzati principalmente da pomici e subordinatamente da frammenti di litici lavici (Lirer et alii, 2001).

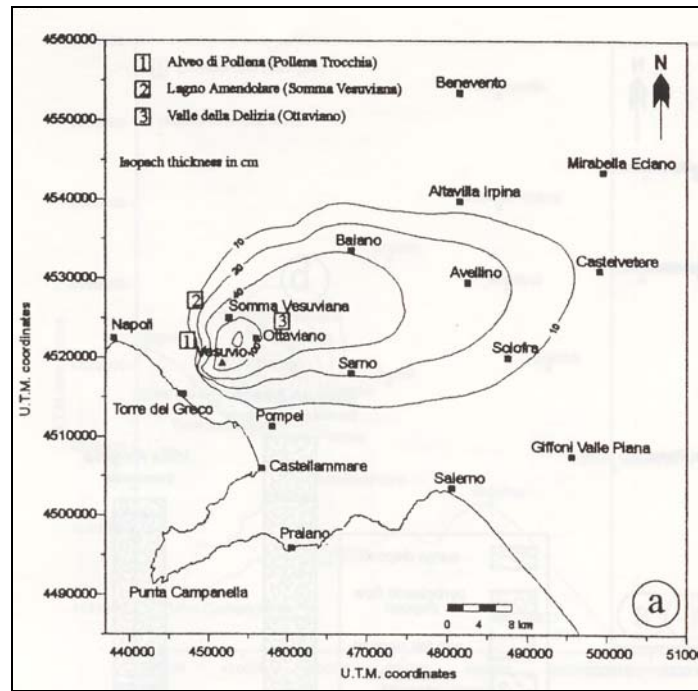


Figura 10: asse di dispersione dell'eruzione di Pollena (da Lirer et alii 2001).

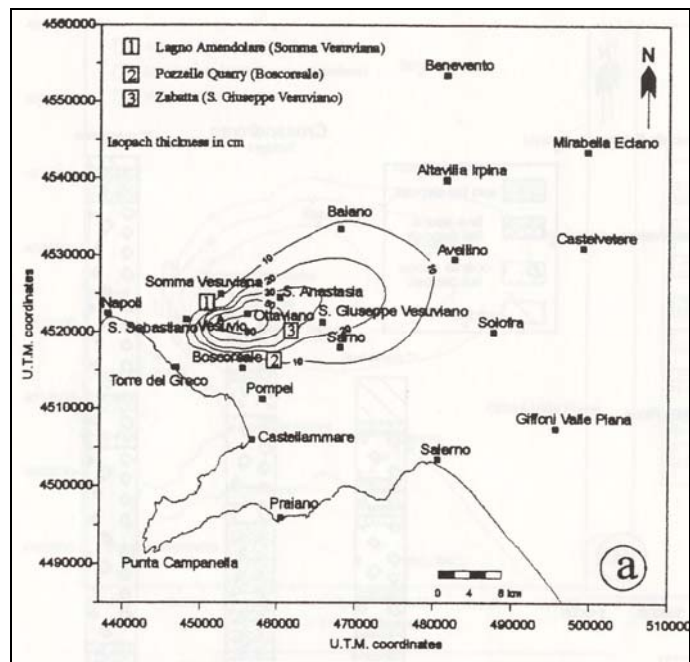


Figura 11: asse di dispersione dell'eruzione del 1631 d. C. (da Lirer et alii 2001).

3. ARTICOLAZIONE DELLA RICERCA

Lo studio della zona in esame si è articolato in: una ricerca bibliografica, un'analisi geomorfologica preliminare ed un'analisi stratigrafica e sedimentologica.

La ricerca bibliografica è stata finalizzata non solo ad inquadrare dal punto di vista geologico e geomorfologico l'area di studio (cap.2), ma anche alla raccolta di lavori riguardanti tematiche sia direttamente che indirettamente correlate con il tema in oggetto.

Nell'affrontare l'analisi geomorfologica di dettaglio dell'area di studio si è ritenuto opportuno effettuare una analisi preliminare della cartografia a scala più grande sulla Tavoleta I.G.M.I. Sarno 185 NE in scala 1:25.000, allo scopo di ricavare un quadro completo dell'area, dalla sommità dei rilievi sino alla pianura che li borda a meridione, ovvero chiarire il contesto in cui si inseriscono le forme analizzate in questa tesi. Successivamente si è proceduto ad un'analisi di maggior dettaglio, utilizzando carte topografiche in scala 1:5000, che integrata con l'analisi delle foto aeree ha permesso di redigere una carta geomorfologica (cap. 4), avvalendosi anche dei dati stratigrafici raccolti.

L'analisi stratigrafica e sedimentologica è stata svolta principalmente lungo la fascia pedemontana del versante sud occidentale dei M.ti di Sarno.

I numerosi tagli antropici, effettuati (ed ancora in corso) per la "*Sistemazione definitiva delle aree a rischio e per il ripristino delle aree sede delle colate del 5 maggio 1998*"¹, hanno offerto l'opportunità di osservare tagli profondi che non si ha altrove ed hanno consentito la raccolta di dati stratigrafici utili ad una ricostruzione dettagliata degli eventi morfoevolutivi avvenuti durante l'Olocene (Località Foce ed Episcopio).

I tagli naturali, esposti lungo le incisioni apicali e prossimali del *glacis*, unitamente ai dati di sondaggi geognostici raccolti nell'ambito di uno *Stage*, presso il "*Commissariato di Governo per il Rischio Idrogeologico in Campania (Ord. Min. 2787)*", hanno invece consentito una ricostruzione

¹ Ad opera del Commissariato di Governo per il Rischio Idrogeologico in Campania (Ord. Min. 2787)

degli eventi più antichi, che, seppur con minor dettaglio, si spingono fino al tardo Pleistocene medio (Località Lavorate: Tre Valloni).

Tutti i dati sono stati raccolti in un data base e collegati ad una carta degli affioramenti realizzata in ambiente Cad.

Per quanto riguarda l'analisi sedimentologica e stratigrafica, i sedimenti rinvenuti nell'area di studio, sono stati descritti considerando aspetti diversi.

In primo luogo, sono stati individuati i vari depositi piroclastici utili alla datazione relativa dei depositi ad essi interposti. Successivamente, per una lettura immediata e quanto più dettagliata dei dati raccolti, i depositi sono stati suddivisi, in *petrofacies*, sulla base della loro natura litologica, (Segschneider et al., 2002), definita dalla predominanza delle componenti più o meno dense (*l*: litici lavici; *c*: clasti carbonatici; *p*: pomici). A tal proposito è stata utilizzata la codifica proposta da Segschneider et al., (2002)², a cui sono state apportate alcune modifiche, come l'inserimento codici che indicano la granulometria relativa alla frazione litologica non predominante. Il codice adottato è il seguente:

XKJ-z(w)

Dove: XKJ rappresentano la granulometria del deposito (X=frazione predominante, K e J= frazione secondaria); z indica la struttura sedimentaria e (w) la composizione litologica dei clasti. Le sigle utilizzate per la granulometria, sono: B, G, S ed L. Che indicano rispettivamente blocchi, ghiaie sabbia e limo. Quelle usate per le strutture sedimentarie sono: i, d, pc, ps ed m indicano rispettivamente: gradazione inversa, gradazione diretta, stratificazione piano parallela incrociata, pseudostratificazione e struttura massiva. Le sigle utilizzate per indicare la natura litologica, sono: p, l, c. Che indicano rispettivamente pomici, litici lavici e clasti carbonatici.

Le *petrofacies* sono state poi raggruppate in una classe superiore: litofacies e, successivamente, tenendo conto della disposizione spaziale, sono state definite le associazioni di facies (cap5). Queste ultime, unitamente all'analisi geomorfologica hanno consentito di fare una ricostruzione delle dinamiche che hanno riguardato la fascia pedemontana dei M.ti di Sarno a partire dal Pleistocene medio- superiore (par. 6.2), quindi

² Codice delle petrofacies secondo Segschneider et al., (2001): X-y(z)= Dimensioni granulometriche-struttura sedimentaria (natura litologica).

di riconoscere i tipi di processi di aggradazione e o erosione, che hanno riguardato questa unità di paesaggio (par. 6.3), capire come questi hanno interagito con i cambiamenti climatici (par. 6.4) e l'arrivo dei prodotti piroclastici (par. 6.5) che ripetutamente si sono riversati su questi rilievi.

PARTE II

4. ANALISI GEOMORFOLOGICA

Nell'affrontare l'analisi geomorfologica di dettaglio nell'area di studio si è ritenuto opportuno effettuare una analisi preliminare della cartografia a scala più grande sulla Tavoleta I.G.M.I. Sarno 185 NE in scala 1:25.000, allo scopo di ricavare un quadro completo dell'area in esame, dalla sommità dei rilievi sino alla pianura che li borda a meridione, ovvero chiarire il contesto in cui si inseriscono le forme analizzate in questa tesi. In tale contesto, sono state distinte quattro unità di paesaggio: paleosuperfici, *mountain front*, fascia pedemontana e la pianura.

Successivamente si è proceduto ad un'analisi di maggior dettaglio (scala 1:5.000) sugli elementi 448151 [Palma Campania-Fiume], 448123 [Pignano], 448164 [Sarno Episcopio], 448163 [Sarno], 448162 [Sarno-Acqua rossa], 448161 [Sarno-Pizzo d'Alvano], 449133 [Siano], 466041 [Sarno-Lavorate]; integrata con l'analisi delle foto aeree.

Nell'ambito del *mountain front*, attraverso l'analisi geomorfologica sono stati distinti i diversi elementi che lo caratterizzano, consistenti in relitti planari della originaria scarpata di faglia (localizzati in aree di interfluvio e modestamente incisi da bacini di basso ordine gerarchico), alternati a questi, i bacini di escavazione torrentizia e fluvio-carsica. Ulteriore elemento è rappresentato dalle cornici litologiche, che a quote diverse si rinvencono sul *mountain front*.

La fascia pedemontana si presenta, solo nella sua porzione più alta, articolata in una successione di forme convesse (spesso rielaborate da dissezioni) che corrispondono alle parti apicali dei molti conoidi di deiezione che escono dalle sopraccitate incisioni torrentizie. Tuttavia, le zone collocate presso la base dei settori interfluviali del *mountain front* non presentano pronunciate depressioni inter-conoidali. Spostandosi a valle della fascia in cui si distinguono più apici di deiezione, i conoidi si anastomizzano tra loro in modo quasi perfetto, dando luogo ad un pendio piuttosto uniforme (*glacis* di accumulo) nel quale solo a tratti si riescono a leggere delle dolci convessità planimetriche ascrivibili all'azione costruttiva di uno specifico corso d'acqua. Solo allo sbocco dei torrenti a basso ordine

gerarchico, interposti ad ampie aree di interfluvio, si hanno morfologie da singolo conoide ben pronunciate, ma di estensione limitata.

Gli elementi sopra definiti sono riportati nella carta geomorfologica, suddivisa per località (figure: 4.1, 4.2 e 4.3, in allegato).

A supporto dell'analisi geomorfologica, è stata redatta una carta clivometrica in ambiente G.I.S., nella quale sono state distinte 12 classi di acclività. In particolare, per il *mountain front* sono state scelte sei classi, con intervallo di 10° e per la fascia pedemontana 6 classi con intervallo di 3° (figura 4.4, in allegato).

4.1 Il *mountain front*

I relitti planari riconosciuti nell'ambito di questa unità di paesaggio, hanno forma triangolare o trapezoidale. I primi si rinvencono in maniera sistematica, nelle aree di interfluvio, sia in località Episcopio che Lavorate (figg. 4.2 e 4.3, in allegato). Presentano profilo grossomodo rettilineo, a luoghi concavo (quando solcati da reticoli idrografici non gerarchizzati e impostati nei terreni di copertura) e sono ricoperti più o meno estesamente da colluvioni vulcanoclastiche, cartografate come *talus*, i cui spessori tendono ad aumentare alla base di questi elementi, andando a colmare le depressioni intraconoidali della fascia pedemontana. Generalmente, i *talus* di piccole dimensioni (es: interfluvio Tuostolo - S. Romano) ospitano coperture spesse pochi decimetri, mentre su quelli più ampi si rinvencono spessori colluviali più potenti (es: interfluvio Pizzo della Ciurfora). I versanti di forma trapezoidale, sono caratteristici della porzione più settentrionale del *mountain front*, che si trova al confine con Palma Campania (fig. 4.1, in allegato); essi sono solcati da bacini di basso ordine gerarchico, di dimensioni variabili riportati in Tabella 4.1 (Bacini Iervolino, de Giulio, M.te Barone, Monaco,), a cui si interpongono estesi *talus* colluviali.

I bacini di escavazione torrentizia e fluvio-carsica, presentano estensione ed altimetrie differenti (tab. 4.1) e ordine gerarchico (secondo il metodo Horton-Strahler) massimo, pari a IV (Bacini del Tuoro e Tre Valloni). Le aste drenanti, sono caratterizzate quasi sempre da pendenze alquanto elevate (maggiori del 15-20 %) e lunghezze modeste dell'ordine al

massimo di 1-2 km. Queste sono di norma completamente asciutte, essendo solo di rado interessate dalla presenza di piccole sorgenti in quota (es: sorgenti S. Angelo e Doglione in località Tre Valloni). La presenza di acqua è pertanto osservabile solo nei periodi piovosi e nei periodi ad essi immediatamente successivi.

Nell'ambito dei bacini sono stati inoltre distinti i fianchi vallivi dai versanti di forma planare. I primi che presentano generalmente maggiore acclività, conferiscono alle incisioni torrentizie un aspetto a "V", mentre i secondi vanno a formare, in generale, le testate dei bacini, specialmente in Località Episcopio.

I fianchi vallivi ospitano di solito coperture colluviali vulcanoclastiche aventi spessori inferiori a quelle presenti lungo i versanti planari. Sono stati inoltre cartografati i crinali, che rappresentano gli elementi di separazione degli interfluvii. Questi ultimi hanno pendenze generalmente inferiori a quelle dei fianchi vallivi, e paragonabili a quelle dei versanti planari (fig. 4.4, in allegato). Tali crinali si presentano piuttosto arrotondati, ed ampi, talora solcati da piccoli gullies, che si impostano sui terreni di copertura residui.

Lungo l'intero *mountain front*, a più quote (vedi tabella 4.1), si rinvencono delle ripide pareti talora verticali, superiori anche ai 50 m di altezza (tabella 4.1), cartografate come cornici litologiche e formate da strati o intervalli litologici più resistenti alle azioni di disgregazione. Queste danno luogo a salti anche lungo il percorso degli alvei, in corrispondenza dei quali tendono ad arretrare. Gli elementi in questione, si seguono con continuità da Episcopio a Lavarate (figg. 4.2 e 4.3, in allegato).

4.2 La fascia pedemontana

In questa unità di paesaggio sono state individuate sia le classiche forme di conoide s.s. che pendii piuttosto uniformi definiti *glacis* di accumulo.

I primi si rinvencono in località Foce, Muro d'Arce (fig. 4.1, in allegato), presentano convessità planimetrica e raggi di apertura variabili tra 35-75° (vedi tabella 4.1), a luoghi è possibile riconoscere incastri a "cannocchiale" di più coni (Vallone Monaco, fig. 4.1). La scarsa o nulla

reincisione di questi ultimi indica che sono stati formati da deiezioni piuttosto recenti.

Il *glacis* di accumulo, caratterizza la fascia pedemontana delle località di Episcopio e Lavorate (figg. 4.2 e 4.3, in allegato) e si estende rispettivamente dalle quote di 250 m. e 20 m s.l.m., e da 230 m e 30 m s.l.m.

Nell'ambito del *glacis*, sono stati distinti 4 elementi: le forme apicali, la fascia prossimale, quella mediana e la distale.

Le prime si incastrano nel *mountain front* e presentano accennate convessità planimetriche. Queste sono reincise da profondi torrenti che si incassano con pareti subverticali fino ad un massimo di 25-30 m, riducendole in forme relitte nell'attuale paesaggio. I gradienti che caratterizzano questi elementi sono compresi tra 9 e 18°, con prevalenza della classe 12-15° (vedi figura 4.4). Queste si collocano a quote grossomodo comprese, tra 300 m e 230 m s.l.m., nel caso del Vallone Tuoro che rappresenta l'apice più incassato nel *mountain front* e, tra 100 m e 80 m s.l.m., nel caso del S. Angelo.

La fascia prossimale è caratterizzata da forme che si incastrano nella precedente, ma che generalmente non presentano convessità planimetriche. Questa fascia presenta estensione areale maggiore della precedente, reincisioni meno marcate (massimo 10 m) e gradienti che vanno da 6 a 12°, con prevalenza della classe 9-12° (fig. 4.4). Essa si colloca tra le quote di 230 m e 150 m s.l.m. nel Tuoro e da 80 m a 65 m s.l.m. nel S. Angelo.

La fascia mediana, avente un pendio piuttosto uniforme, si incastra nella precedente. I canali che la solcano sono poco profondi, con altezze massime variabili tra 2-5 m, che tendono a diminuire, annullandosi, nella porzione media di questo elemento morfologico. Questa fascia si sviluppa tra le quote di circa 200 m e 90 m s.l.m. (nel caso del Vallone Tuoro). I gradienti che la caratterizzano sono compresi tra 5 a 10°, con prevalenza della classe 6-9° (fig. 4.4).

Infine a raccordo con la piana alluvionale, e incastrata nella fascia mediana del *glacis*, si individua la porzione distale, non dissecata dai torrenti e caratterizzata da bassi gradienti (inferiori a 8° con prevalenza della classe 3-6°) che si colloca tra le quote di 100 m e 25 m s.l.m. Questa rappresenta l'attuale area di *aggradazione* del *glacis*.

5. ANALISI STRATIGRAFICA E SEDIMENTOLOGICA

I sedimenti rinvenuti nell'area di studio, sono descritti considerando tre aspetti diversi. In primo luogo i depositi sono stati suddivisi, in *petrofacies*, sulla base della loro natura litologica, (Segschneider 2002), definita dalla predominanza delle componenti più o meno dense (*l*: litici lavici; *c*: clasti carbonatici; *p*: pomici). La scelta di una descrizione mediante *petrofacies*, è scaturita da due motivi. Innanzitutto per dare una codifica, che potesse fornire maggiori informazioni in merito ai depositi, ma soprattutto per dare una migliore interpretazione sui processi deposizionali di questi ultimi. Infatti, il comportamento idraulico di una pomice, è inusuale, a causa della sua densità che generalmente è bassa e variabile: la prima proprietà, varia in funzione della presenza di vacuoli, la seconda dipende dal grado di penetrazione dell'acqua negli spazi dei pori (Smith e Smith, 1985; Cashman e Fiske, 1991; Manville et al., 1998; Segschneider et al., 2001). Una volta giunta a completa saturazione, la pomice, si comporta, in genere, come un clasto più denso, tuttavia la velocità di sedimentazione ed il trasporto, sono diversi a causa della sua bassa densità. Clasti pomicei a bassa densità, con dimensioni di una ghiaia, hanno caratteristiche idrauliche simili a quelle di cristalli e frammenti litici aventi dimensioni di una sabbia (Segschneider et al., 2001).

Le *petrofacies* sono state poi raggruppate in 7 *litofacies* rappresentative, descritte nel capitolo 5.1

Infine, sono state individuate 5 associazioni di *litofacies*, ognuna delle quali rappresentativa di un determinato settore del *glacis* deposizionale.

5.1 *Litofacies riscontrate e loro significato*

Di seguito sono elencate e descritte le litofacies rinvenute nell'area di studio e le relative petrofacies, nonché le prime ipotesi sui processi formativi.

Litofacies massiva a blocchi prevalenti (B-m)

Questa litofacies costituita da livelli estensivi, massivi ad elementi carbonatici subangolari, la tessitura è clasto-sostenuta e con scarsa matrice sabbioso-limosa. I caratteri osservati consentono di interpretare questa litofacies come il prodotto di flussi gravitativi ad elevata densità (*clast-rich debris flow sensu* Shultz, 1984).

Litofacies massiva a ghiaie prevalenti (G-m)

Questa litofacies può essere suddivisa in due gruppi principali, quello a componente carbonatica prevalente e quello a componente vulcanoclastica prevalente.

Le *petrofacies a componente carbonatica prevalente*, sono caratterizzate, generalmente, da clasti carbonatici eterometrici (Φ 3-10 cm), a tessitura clast-supported, con spigoli di forma da angolare a subangolare, la cui matrice, di origine piroclastica, a luoghi si presenta come una sabbia e ghiaia di piccole dimensioni costituita da litici e/o pomici ben arrotondate, oppure come sabbia, sabbia-limosa o limo sabbioso, spesso alterata.

L'eterogeneità della dimensione dei clasti e l'aspetto massivo, indicano un trasporto e deposizione da *debris flow*. Laddove la matrice si presenta più grossolana, è possibile ipotizzare un trasporto e deposizione per *debris flow* non coesivo (Kim et al 1995; Sohn et al 1997; Sohn et al 1999).

Le *petrofacies a componente vulcanoclastica prevalente*, sono caratterizzate da due gruppi di petrofacies, in cui predominano o la componente pomicea, o la componente litica, la cui matrice è costituita da sabbia, sabbia-limosa o limo sabbioso; a luoghi si rinvencono clasti carbonatici sparsi. Il trasporto e la deposizione di questi sedimenti è

avvenuto mediante *debris flow*, dove la diversa percentuale di litici e/o pomici, deriva dalla disponibilità, nell'area sorgente, di tali materiali.

Litofacies pseudostratificata a ghiaie prevalenti (G-ps)

Questi depositi sono caratterizzati da ghiaie ad elementi vulcanoclastici prevalenti, nell'ambito dei quali è possibile distinguere due gruppi di petrofacies, quelli in cui prevalgono clasti pomicei e quelli in cui prevalgono litici lavici, la matrice è costituita, generalmente da sabbie o sabbie limose. La componente carbonatica è rappresentata da clasti di dimensioni variabili, a luoghi sparsi nei depositi.

Questa litofacies si presenta con livelli stratoidi spessi da pochi centimetri ad alcuni decimetri, nell'ambito dei quali la distribuzione dei clasti è caotica. A luoghi vi si rinvengono piccoli solchi erosivi con dimensioni che vanno da pochi decimetri a massimo un paio di metri, colmati da depositi con caratteristiche analoghe a quelli appena descritti, a cui si accompagna spesso la presenza di clasti carbonatici sparsi.

Litofacies con stratificazione planare-incrociata a ghiaie prevalenti (G-pc)

Anche questa litofacies può essere suddivisa in due gruppi di petrofacies, in cui si riconoscono quelle a prevalente componente carbonatica e quelle a prevalente componente vulcanoclastica.

La litofacies che comprende i depositi a prevalente componente carbonatica, è generalmente costituita da ghiaie eterometriche, con clasti a spigoli smussati, matrice generalmente sabbiosa, di origine piroclastica, in cui a volte si rinvengono litici e/o pomici minuti. Queste ghiaie si presentano a stratificazione piana incrociata, in livelli aventi spessori decimetrici ed estensione di pochi metri. L'asse maggiore dei clasti è orientato nel verso della corrente. Questa litofacies caratterizza il riempimento di alcuni canali.

La litofacies a prevalente componente vulcanoclastica, si presenta come un'alternanza di livelli spessi pochi centimetri ed estesi alcuni metri, di litici lavici e pomici. A luoghi i livelli a litici lavici, si presentano ben selezionati, o mostrano una gradazione inversa e generalmente sono privi di

matrice. I livelli pomicei, sono caotici e presentano matrice sabbiosa o sabbio-limosa. I caratteri stratigrafici suggeriscono per questa litofacies processi deposizionali da sheet flow.

Litofacies massiva a sabbie prevalenti (S-m)

Si tratta di depositi sabbiosi, con spessore di circa un metro, in cui non si leggono strutture. Vi si rinvengono materiali vulcanoclastici e/o clasti carbonatici eterometrici (meglio subangolari) con spigoli smussati, disposti generalmente in maniera caotica, prevalentemente nella porzione medio alta dei depositi. Questi caratteri stratigrafici, indicano processi deposizionali da *debris flow*.

Litofacies con stratificazione planare-incrociata a sabbie prevalenti (S-pc)

Questa litofacies è caratterizzata da alternanze centimetriche, livelli di pomici minute ($\Phi < 2$ mm) con matrice sabbiosa e livelli sabbiosi di colore grigio in cui si riconoscono strutture da “cut and fill”. A luoghi sono presenti anche rari litici lavici e in minore quantità clasti carbonatici e pomici di dimensioni maggiori di quelle sopra citate.

Litofacies massiva a limo prevalente (L-m)

Si tratta di depositi costituiti generalmente da limo sabbioso, privo di strutture, in cui si rinvengono rare pomici, e ancora più rari clasti carbonatici, aventi distribuzione caotica.

5.2 *Le successioni osservate e gli eventi formativi*

Di seguito verranno elencate le descrizioni dettagliate, la rappresentazione grafica delle sezioni rilevate e le sintesi stratigrafiche e sedimentologiche parziali relative ai singoli settori investigati. Tutte le ubicazioni di tali sezioni, delle stratigrafie e dei sondaggi raccolti, sono illustrate nella figura 5.2 in allegato.

Scavi archeologici - Vasca di raccolta Foce, località Muro d'Arce (Figura 5.2.1)

Località Foce, Vasca di raccolta in cui sono state rinvenute tombe di epoca Sannitica.

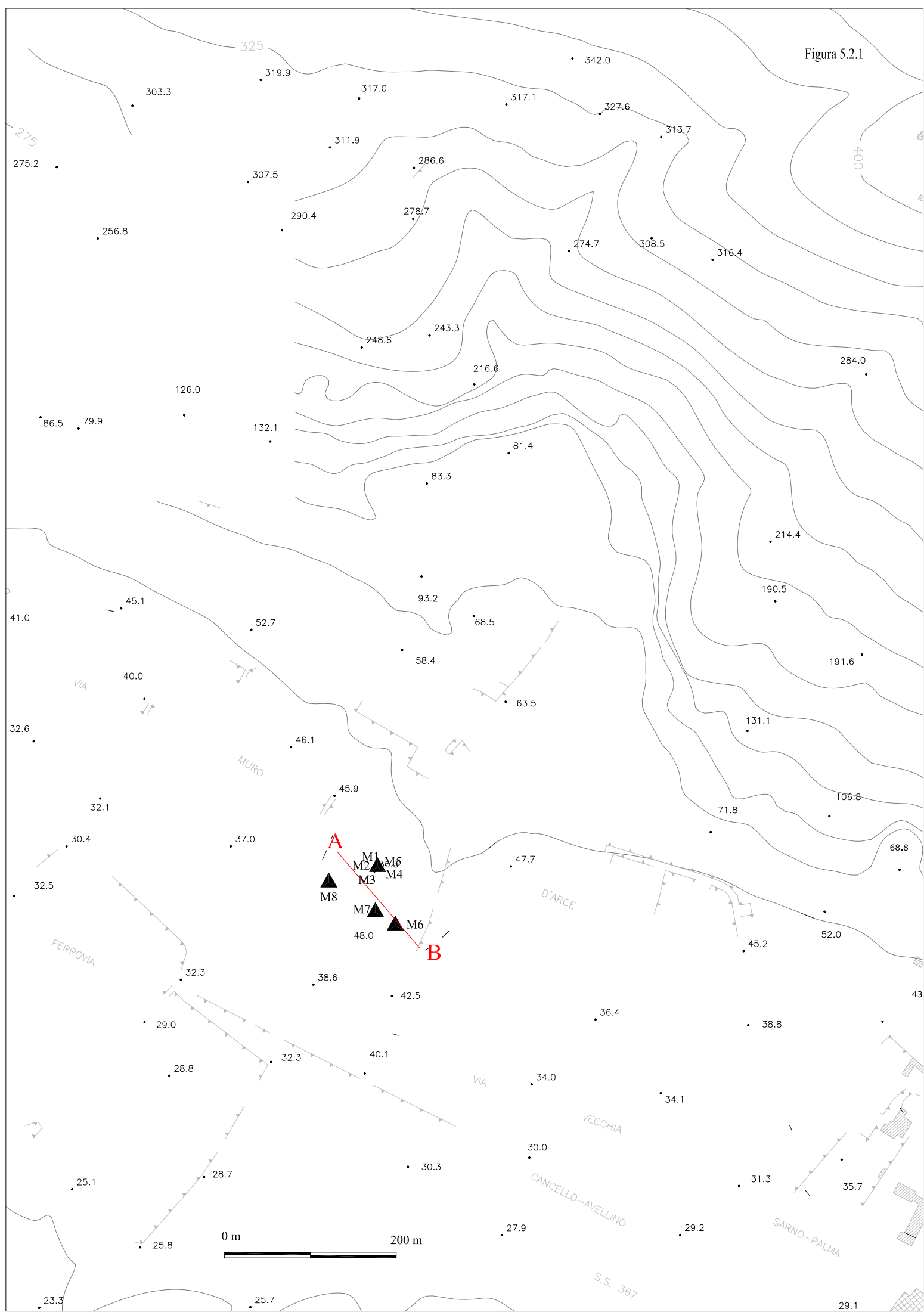
Lo scavo è stato realizzato al centro della vasca ed ha una pianta ad L (Figura 5.2.2), nell'ambito dello stesso sono stati lasciati alcuni terrazzi, evidenziati in pianta con l'apposito simbolo e quota relativa rispetto al fondo della vasca; inoltre lo scavo sembra seguire una forma che in origine poteva essere un canale con fianchi asimmetrici; in particolare il fianco sinistro si presenta verticale, di probabile origine antropica (Foto 1 e 2).

Stratigrafia M1

La porzione in basso a sinistra di tale taglio (esposta sulla parete del canale) è caratterizzata dal deposito a di seguito descritto:

- a) 2,5 m deposito sabbioso in cui si riconoscono pomici rimaneggiate (ϕ fino a 1 cm), chiare e alterate, nonché clasti carbonatici disseminati (ϕ fino a 10 cm), a spigoli poco smussati, con asse maggiore orientato verso valle (Foto 3).

Figura 5.2.1



0 m 200 m

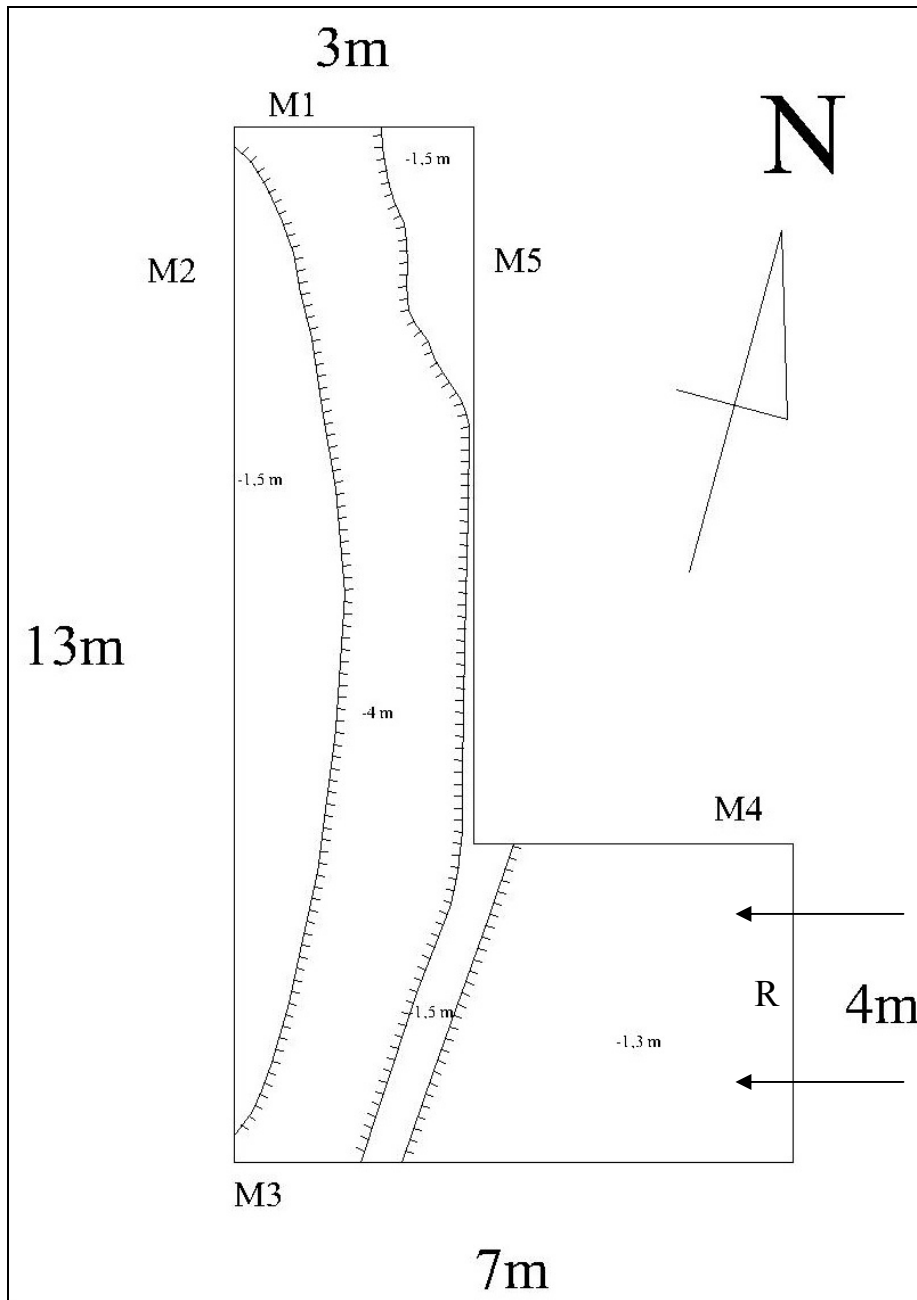


Figura 5.2.2: Perimetro dello scavo archeologico, con le quote relative rispetto al fondo della vasca e sigla della sezioni rilevate (Mn). Il simbolo con le barbette indica un terrazzo.



Foto 1: Scavo con pianta ad L e canale riesumato durante lo scavo archeologico. Alla base dei tagli M3 ed M2 è possibile osservare il riempimento di tale canale.



Foto 2

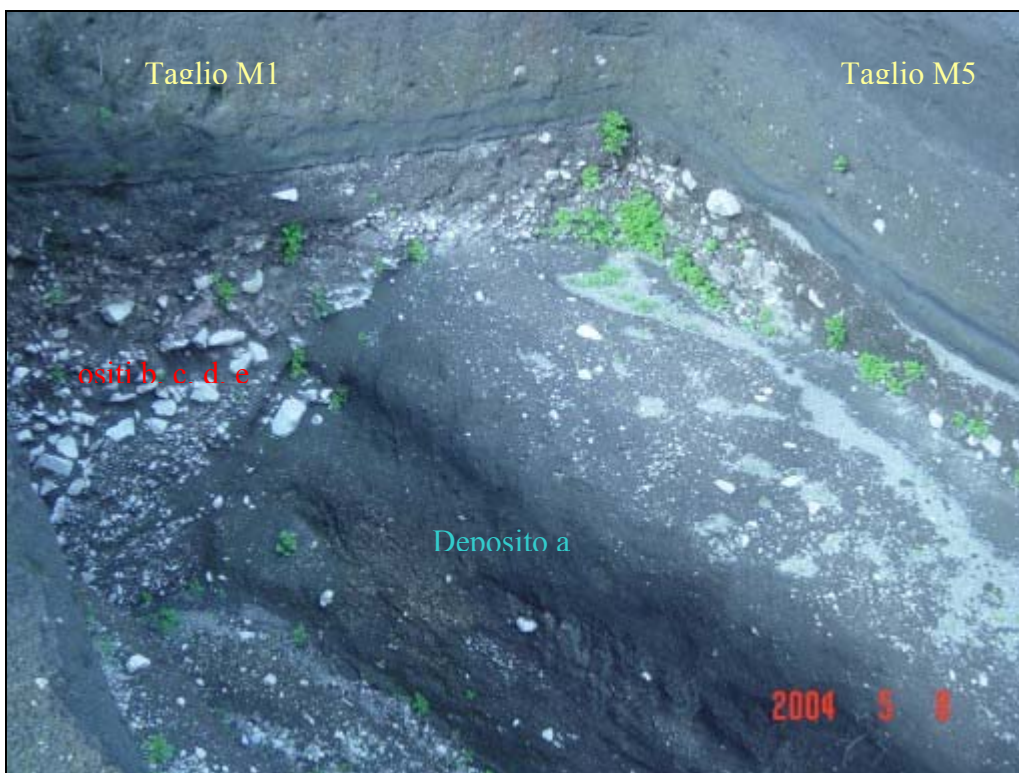


Foto 3

La porzione in basso a destra di tale taglio è caratterizzata dai depositi b, c, d ed e, che rappresentano il riempimento del canale indicato sopra. La stratigrafia continua quindi con:

- b) 1 m deposito costituito da clasti carbonatici eterometrici (ϕ min 2 cm, ϕ max 10 cm), a spigoli vivi; nella porzione bassa i clasti sono di piccole dimensioni, con matrice marrone scuro, non a contatto tra loro, seppur vicini; si rinvengono inoltre abbondanti litici vulcanici scuri (ϕ 0,5 cm).
- c) Il deposito b passa gradualmente ad un deposito spesso circa 50 cm, in cui sono presenti clasti più grossolani (ϕ circa 20 cm), a spigoli smussati, a luoghi arrotondati. La matrice è uguale a quella del deposito b ma più abbondante. Sono presenti abbondanti litici vulcanici scuri (ϕ 0,5 cm).
- d) Il deposito c passa gradualmente ad un deposito molto simile al deposito b, avente uno spessore di circa 50 cm; qui si rinvengono, oltre ai clasti carbonatici aventi diametro pari a 2-5 cm, sporadici clasti di dimensioni

maggiori. Sono presenti, inoltre, litici vulcanici scuri (ϕ 0,5 cm)³. (Foto 4 e 5).



Foto 4

Da questa altezza in su, il taglio è caratterizzato dai seguenti depositi:

- e) 40 cm deposito⁴ costituito da clasti carbonatici, eterometrici (ϕ max 15 cm, ϕ medio si aggira intorno ai 5 cm), i clasti sono a contatto tra loro, con pochissima matrice sabbiosa di natura piroclastica, di colore marrone. Sono inoltre presenti minute pomice (ϕ fino a 5 mm circa). La distribuzione dei clasti è caotica.

³ I tre depositi b, c e d, considerati singolarmente mostrano una leggera orientazione dei clasti, e nell'insieme si presentano pseudostratificati.

⁴ Lo spessore di questo deposito diminuisce nella porzione sinistra del taglio.



Foto 5

- f) Dal deposito e si passa in maniera irregolare ad un deposito spesso 30 cm, costituito da litici vulcanici scuri (ϕ circa 1 cm); pomici (ϕ 1 cm) scure a luoghi arrossate, che a rottura mostrano fenocristalli di leucite e pirosseno; clasti carbonatici in quantità minore rispetto alle altre componenti (ϕ fino a 5 cm raramente 10 cm). Si rinvergono anche clasti carbonatici di piccole dimensioni (ϕ 0,5 cm). La matrice è sabbiosa, di colore marrone.
- g) A contatto netto con il deposito f c'è il deposito piroclastico g, spesso 10 cm, costituito da pomici bianche e grigie, a spigoli vivi, a rottura si presentano microvacuolari, con cristalli minuti scuri. Il diametro delle pomici arriva fino ad 1 cm, con prevalenza di pomici minute. Sono presenti litici di piccole dimensioni (ϕ 3-4 mm) e litici arrossati (ϕ 2-3 mm).
- h) A contatto netto col deposito g si rinviene il deposito h, spesso 25 cm, di cui:
- i. 5 cm sabbia limosa molto compatta, di colore grigio chiaro.
 - ii. 5 cm sabbia vulcanica grigio scuro.
 - iii. 8 cm limo sabbioso addensato, grigio scuro.

- iv. 3 cm come livello ii.
- v. 4 cm di sabbia leggermente più sottile rispetto al livello sottostante, in cui si legge una sorta di laminazione. Tale deposito è attribuibile ad una delle eruzioni protostoriche (Foto 6).
- i) A contatto netto col deposito sovrastante si rinvengono 50 cm di deposito sabbioso limoso, grigio verde, compatto, con sporadici clasti carbonatici di dimensioni variabili, (ϕ max 10 cm). Sono presenti anche pomice bianche e grigie attribuibili all'eruzione di Avellino, distribuite caoticamente nel deposito (come i clasti carbonatici), non a contatto tra loro. Il diametro delle pomice è di massimo 3 cm). Sono presenti anche rari litici lavici scuri di piccole dimensioni (ϕ 5 mm).
- j) A contatto netto col deposito sovrastante c'è il deposito j spesso 50 cm e costituito da sabbia grigia con litici lavici scuri (ϕ max 5 mm), pomice bianche e grigie (ϕ max 3 cm), rari clasti carbonatici (ϕ max 5 cm). Sono presenti anche frammenti ceramici.

Stratigrafia M2

Dal basso verso l'alto si rinvengono:

- a) Deposito affiorante di 50 cm, costituito da pomice abbondanti, a contatto tra loro di piccole dimensioni (ϕ max 0,5 cm), arrotondate, a rottura si presentano microvacuolari, bianche, la matrice è sabbioso limosa marrone. Sono presenti anche clasti carbonatici sparsi di dimensioni variabili (ϕ max 5 cm) e litici lavici scuri (0,5 cm).
- b) 20 cm di deposito discontinuo, costituito da clasti carbonatici eterometrici (ϕ min 2 cm, max 10 cm), a contatto tra loro con poca matrice piroclastica. Questo deposito rappresenta la continuazione del deposito c del taglio M1.
- c) 50 cm di deposito limo sabbioso di colore marrone scuro, contenente litici, pomice della stessa natura di quelli presenti nel deposito sottostante, ma in quantità minore. Sono presenti anche rari clasti carbonatici (ϕ max 3 cm).



Foto 6: particolare del deposito h attribuibile ad una delle eruzioni protostoriche.

- d) 50 cm (porzione di taglio confinante col taglio M1), deposito costituito da clasti carbonatici eterometrici (ϕ da 3 a 30 cm), quelli grossolani sono in maggiore quantità (ϕ medio 15 cm); i clasti sono a contatto ed è presente matrice sabbiosa marrone. Si rinvencono anche litici lavici scuri di piccole dimensioni (ϕ 0,5 cm). La base del deposito ha un andamento irregolare e proseguendo verso valle il deposito si chiude a lente (porzione centrale del taglio). I clasti carbonatici sono distribuiti caoticamente. (Foto 7 e 8).
- e) Formazione piroclastica di Avellino in giacitura primaria, lo spessore è variabile tra i 20 e i 40 cm. Si nota la presenza di un livello di pomice a granulometria sottile spesso 5-10 cm alla base del deposito; sopra vi

poggiano le pomici bianche e a seguire quelle grigie. Si rinvergono anche litici carbonatici (*cotti*) che raggiungono anche diametro di 5 cm. A partire dalla porzione centrale del taglio, proseguendo verso valle, il deposito assume uno spessore costante di circa 40 cm. Sono presenti anche litici lavici scuri (ϕ 2 cm). Verso monte, quasi al vertice dello scavo, questo deposito si chiude a lente, come quello sottostante, ed è sigillato dal deposito d del taglio M1.



Foto 7: lungo il taglio M2, il deposito g tende a chiudersi a lente verso monte e verso valle.

- f) Verso valle, la formazione piroclastica di Avellino, risulta coperta, in modo netto, dal deposito f del taglio M1, che qui presenta spessore di circa 15 cm e vi si rinvergono anche clasti carbonatici di circa 8 cm.
- g) Livello spesso circa 15 cm costituito da pomici bianche e grigie, a spigoli vivi, a rottura si presentano microvacuolari, con cristalli minuti scuri. Il diametro delle pomici arriva fino ad 1 cm, con prevalenza di pomici minute. Sono presenti litici di piccole dimensioni (ϕ 3-4 mm) e litici arrossati (ϕ 2-3 mm). Questo deposito si correla col deposito g del taglio M1.



Foto 8

- h) A contatto netto col deposito g si rinviene il deposito h, spesso 25 cm, avente le stesse caratteristiche del deposito h descritto nel taglio precedente che è stato attribuito ad un'eruzione protostorica. Infatti si rinvengono:
- i. 5 cm sabbia limosa molto compatta, di colore grigio chiaro.
 - ii. 5 cm sabbia vulcanica grigio scuro.
 - iii. 8 cm limo sabbioso addensato, grigio scuro.
 - iv. 3 cm come livello ii.
 - v. 4 cm di sabbia leggermente più sottile rispetto al livello sottostante, in cui si legge una sorta di laminazione.
- i) A contatto netto col deposito sovrastante si rinviene 50 cm deposito sabbioso limoso, grigio verde, compatto, con sporadici clasti cartonatici di dimensioni variabili, (ϕ max 10 cm). Sono presenti anche pomice bianche e grigie attribuibili all'eruzione di Avellino, distribuite caoticamente nel deposito (come i clasti cartonatici), non a contatto tra loro. Il diametro delle pomice è di massimo 3 cm). Sono presenti anche rari litici lavici scuri di piccole dimensioni (ϕ 5 mm).
- j) A contatto netto col deposito sovrastante c'è il deposito j spesso 50 cm e costituito da sabbia grigia con litici lavici scuri (ϕ max 5 mm), pomice

bianche e grigie (ϕ max 3 cm), rari clasti carbonatici (ϕ max 5 cm). (Foto 9).



Foto 9

Stratigrafia M3

Nella porzione in basso del vertice di monte, si rinvennero i depositi di riempimento del canale riesumato durante lo scavo archeologico (depositi b, c,d ed e). Il taglio è caratterizzato da:

- a) 2,5 m deposito sabbioso in cui si riconoscono pomice rimaneggiate (ϕ fino a 1 cm), chiare e alterate, nonché clasti carbonatici disseminati (ϕ fino a 10 cm), a spigoli poco smussati, con asse maggiore orientato verso valle. Il deposito mostra una colorazione marrone chiaro.
- b) 1 m deposito costituito da clasti carbonatici eterometrici (ϕ min 2 cm, ϕ max 10 cm), a spigoli vivi; nella porzione bassa i clasti sono di piccole dimensioni, con matrice marrone scuro, non a contatto tra loro, seppur vicini; si rinvennero inoltre abbondanti litici vulcanici scuri (ϕ 0,5 cm).
- c) Il deposito b passa gradualmente ad un deposito spesso circa 50 cm, in cui sono presenti clasti più grossolani (ϕ circa 20 cm), a spigoli smussati, a luoghi arrotondati. La matrice è uguale a quella del deposito

- b ma più abbondante. Sono presenti abbondanti litici vulcanici scuri (ϕ 0,5 cm).
- d) Il deposito c passa gradualmente ad un deposito molto simile al deposito b, avente uno spessore di circa 50 cm; qui si rinvengono, oltre ai clasti carbonatici di ϕ 2-5 cm, sporadici clasti di dimensioni maggiori. Sono presenti, inoltre, litici vulcanici scuri (ϕ 0,5 cm)⁵.
- e) A contatto irregolare con i depositi sottostanti, si rinviene la formazione piroclastica di Avellino in giacitura primaria, lo spessore è variabile tra i 30 e i 40 cm. Si nota la presenza di un livello di pomici a granulometria sottile spesso 5-10 cm alla base del deposito, su cui poggiano le pomici bianche e a seguire quelle grigie. Si rinvengono anche litici carbonatici (cotti) che raggiungono anche diametro di 5 cm. A partire dalla porzione destra del taglio verso quella centrale, il deposito presenta uno spessore variabile tra i 30 e i 40 cm, poi tende a chiudersi a lente, passando, verso sinistra, ad un deposito *e bis* (affiorante sul terrazzo) avente circa 30 cm di spessore, costituito da limo sabbioso di colore marrone, con clasti carbonatici eterometrici (Φ fino a 5 cm), non a contatto tra loro, aventi spigoli vivi o poco smussati. Si rinvengono altresì pomici bianche rimaneggiate (Φ max 0,5 cm), disseminate nel deposito. Spostandosi ancora verso sinistra, il contenuto in clasti tende ad aumentare, le dimensioni arrivano fino a 20 cm, gli spigoli sono leggermente smussati. La matrice passa a sabbiosa di colore marrone, si rinvengono anche litici vulcanici scuri e clasti carbonatici millimetrici.
- f) 15 cm deposito costituito da litici vulcanici scuri (ϕ circa 1 cm); pomici (ϕ 1 cm) scure a luoghi arrossate, che a rottura mostrano fenocristalli di leucite e pirosseno; clasti carbonatici in quantità minore rispetto alle altre componenti (ϕ fino a 5 cm raramente 10 cm). Si rinvengono anche clasti carbonatici di piccole dimensioni (ϕ 0,5 cm). La matrice è sabbiosa, di colore marrone.
- g) 5 cm a contatto netto con il deposito f c'è il deposito piroclastico g, spesso 10 cm, costituito da pomici bianche e grigie, a spigoli vivi, a rottura si presentano microvacuolari, con cristalli minuti scuri. Il

⁵ Anche in questo taglio i tre depositi b, c e d, considerati singolarmente mostrano una leggera orientazione dei clasti, e nell'insieme si presentano pseudostratificati.

diametro delle pomici arriva fino ad 1 cm, con prevalenza di pomici minute. Sono presenti litici di piccole dimensioni (ϕ 3-4 mm) e litici arrossati (ϕ 2-3 mm).

- h) A contatto netto col deposito g si rinviene il deposito h, attribuibile ad un'eruzione protostorica. Anche qui il deposito è spesso 25 cm, di cui:
- i. 5 cm sabbia limosa molto compatta, di colore grigio chiaro.
 - ii. 5 cm sabbia vulcanica grigio scuro.
 - iii. 8 cm limo sabbioso addensato, grigio scuro.
 - iv. 3 cm come livello ii.
 - v. 4 cm di sabbia leggermente più sottile rispetto al livello sottostante, in cui si legge una sorta di laminazione.
- i) A contatto netto col deposito sovrastante si rinviene 50 cm deposito sabbioso limoso, grigio verde, compatto, con sporadici clasti carbonatici di dimensioni variabili, (ϕ max 10 cm). Sono presenti anche pomici bianche e grigie attribuibili all'eruzione di Avellino, distribuite caoticamente nel deposito (come i clasti carbonatici), non a contatto tra loro. Il diametro delle pomici è di massimo 3 cm). Sono presenti anche rari litici lavici scuri di piccole dimensioni (ϕ 5 mm).
- j) A contatto netto col deposito sovrastante c'è il deposito j spesso 50 cm e costituito da sabbia grigia con litici lavici scuri (ϕ max 5 mm), pomici bianche e grigie (ϕ max 3 cm), rari clasti carbonatici (ϕ max 5 cm). Sono presenti anche frammenti ceramici.

Stratigrafia M4

Questo taglio espone soltanto i depositi che seguono l'eruzione di Avellino; questi saranno elencati con le stesse sigle utilizzate nella descrizione degli altri affioramenti, per cui la descrizione partirà dal deposito f:

- a) 80 cm (affioranti dal terrazzo): deposito clasto sostenuto, con clasti aventi dimensioni massime 20 cm, spigoli leggermente smussati, litici vulcanici scuri, la matrice è sabbiosa di colore marrone, sono presenti anche clasti carbonatici millimetrici.

- b) 15 cm deposito costituito da litici vulcanici scuri (ϕ circa 1 cm); pomici (ϕ 1 cm) scure a luoghi arrossate, che a rottura mostrano fenocristalli di leucite e pirosseno; clasti carbonatici in quantità minore rispetto alle altre componenti (ϕ fino a 5 cm raramente 10 cm). Si rinvencono anche clasti carbonatici di piccole dimensioni (ϕ 0,5 cm). La matrice è sabbiosa, di colore marrone.
- c) A contatto netto col deposito g si rinviene il deposito h, spesso 25 cm, di cui:
- i. 5 cm sabbia limosa molto compatta, di colore grigio chiaro.
 - ii. 5 cm sabbia vulcanica grigio scuro.
 - iii. 8 cm limo sabbioso addensato, grigio scuro.
 - iv. 3 cm come livello ii.
 - v. 4 cm di sabbia leggermente più sottile rispetto al livello sottostante, in cui si legge una sorta di laminazione. (Foto 6)
- d) A contatto netto col deposito sovrastante si rinviene 50 cm deposito sabbioso limoso, grigio verde, compatto, con sporadici clasti carbonatici di dimensioni variabili, (ϕ max 10 cm). Sono presenti anche pomici bianche e grigie attribuibili all'eruzione di Avellino, distribuite caoticamente nel deposito (come i clasti carbonatici), non a contatto tra loro. Il diametro delle pomici è di massimo 3 cm). Sono presenti anche rari litici lavici scuri di piccole dimensioni (ϕ 5 mm).
- e) A contatto netto col deposito sovrastante c'è il deposito j spesso 50 cm e costituito da sabbia grigia con litici lavici scuri (ϕ max 5 mm), pomici bianche e grigie (ϕ max 3 cm), rari clasti carbonatici (ϕ max 5 cm). Sono presenti anche frammenti ceramici.

In corrispondenza dei depositi i e j si rinvencono, a più altezze, delle incisioni di pochi cm.

Stratigrafia M5

Questo taglio risulta speculare al taglio M2.

Nella porzione posta a SE nella vasca di raccolta, è stato effettuato un altro scavo archeologico in cui è stato rinvenuto un edificio di epoca romana (Foto 10). Tale scavo ha intercettato depositi più recenti di quelli rinvenuti durante lo scavo delle tombe Sannitiche. La sagoma, le dimensioni e le quote relative a tale scavo, sono rappresentate nella figura 5.2.3.

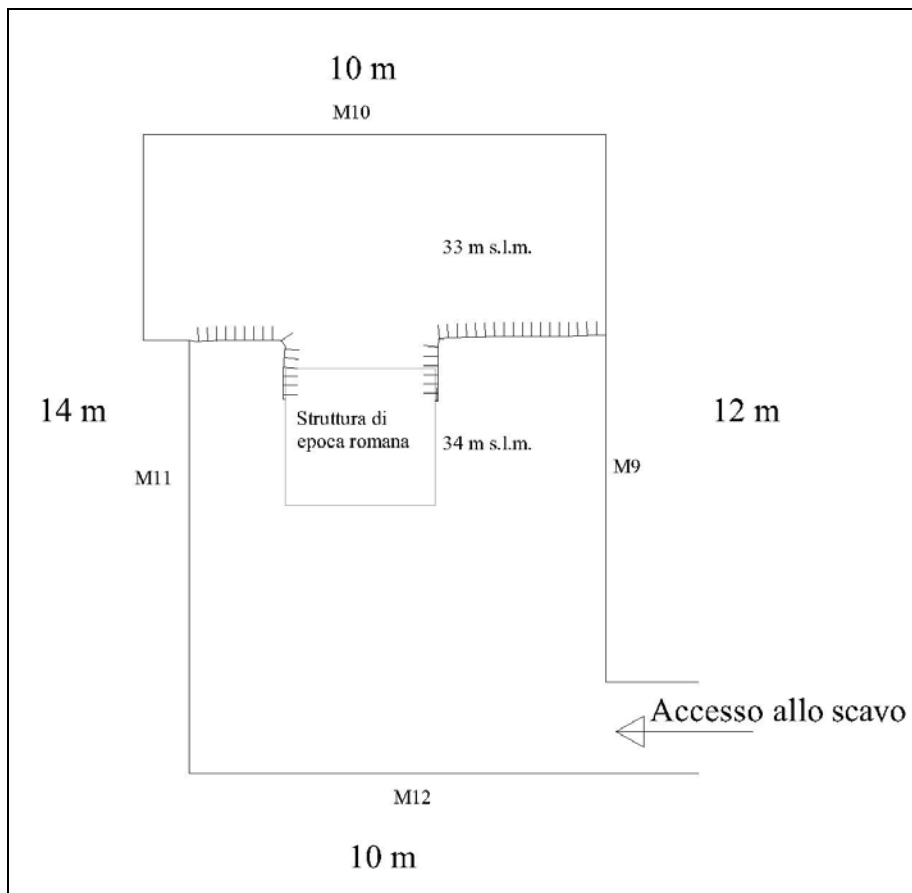


Figura 5.2.3

Stratigrafia M9

- a) 20 cm affioranti prodotti piroclastici dell'eruzione del 472 a.D (Foto11).
- b) 20 cm deposito cineritico, di colore grigio verde (umido). Spostandosi verso la porzione nord del taglio, tale deposito tende a chiudersi a lente (Foto 11).

- c) 50 cm deposito sabbioso limoso, di colore grigio verde, ricco di prodotti piroclastici del 472 a.D. rimaneggiati. In questo deposito si riconoscono strutture piano parallele. Come per i depositi sottostanti, anche questo tende a chiudersi a lente verso nord (Foto 11).



Foto 10: taglio M9, porzione nord.

- d) 200 cm circa di depositi con strutture piano parallele, composti essenzialmente da vulcanoclasti del 472 a.D., sono presenti, a luoghi, anche clasti carbonatici. Nell'ambito di questi depositi si rinviene un canale a sagoma svasata, colmato da un deposito avente le stesse componenti dei depositi appena descritti, ma molto più ricco in clasti carbonatici (Φ max 30 cm); i clasti carbonatici sono raramente a contatto tra loro e presentano una distribuzione caotica. Verso monte le strutture piano parallele tendono a scomparire, sostituite da un deposito più caotico, nel quale si rinviene una lente di pomici appartenenti all'eruzione del 79 a.D. Tale lente è posta grossomodo alla stessa quota delle ceneriti del 472 a.D. e si trova in corrispondenza del rilevato che ospita la struttura di epoca romana, per cui si ipotizza che a valle di questa le pomici del 79 a.D. si trovino a quote più basse e attualmente non visibili (Foto 10 e 11).



Foto 11: taglio M9, porzione sud

Stratigrafia M10

- a) 10 cm affioranti prodotti piroclastici dell'eruzione del 472 a.D (Foto12).
- b) 20 cm deposito cineritico, di colore grigio verde, in cui si distinguono due livelli a diversa colorazione. Anche questo livello è attribuibile all'eruzione del 472 a.D. (umido, foto 12).
- c) 200 cm alternanza di livelli sabbio-limosi, di colore grigio verde, ricchi di prodotti piroclastici del 472 a.D. rimaneggiati, clasti carbonatici sparsi (Φ max 3 cm). Le strutture sono piano parallele, nell'ambito delle quali, a luoghi si riscontra una distribuzione caotica degli elementi presenti (Foto 12).

Stratigrafia M11

- a) 15 cm affioranti prodotti piroclastici dell'eruzione del 472 a.D. Foto 14.

- b) 20 cm deposito cineritico, di colore grigio verde che tende a chiudersi a lente verso nord (umido, foto 14).



Foto 10 (Foto 12): taglio M10



Foto 13: taglio M10 e porzione del taglio M11

- c) 200 cm alternanza di livelli sabbiosi limosi, di colore grigio verde, ricchi di prodotti piroclastici del 472 a.D. rimaneggiati, clasti carbonatici sparsi (Φ max 3 cm). Le strutture sono piano parallele, nell'ambito delle quali, a luoghi si riscontra una distribuzione caotica degli elementi

presenti (Foto 14). Nell'ambito di questi depositi, si rinviene la continuazione del canale riconosciuto nel taglio M9 (Foto 15).



Foto 11 (Foto 14): taglio M11, porzione sud.



Foto 15: taglio M11, porzione nord

Stratigrafia M12

Questo taglio è caratterizzato da 230 cm di depositi aventi le stesse caratteristiche dei depositi c descritti nei tagli precedenti. Oltre alle strutture

piano parallele, si riconoscono, a più altezze, diverse incisioni, con relativi riempimenti.

Dal fondo della vasca di raccolta, lungo la parete sud della stessa, si rinvengono i depositi che seguono l'eruzione del 472 a.D. Per una questione di accessibilità, il taglio è stato suddiviso verticalmente in tre stratigrafie, descritte separatamente di seguito (Foto 16).



foto16: Taglio meridionale della vasca parzialmente coperto da riporto.

Stratigrafia M6

a) 0,90 m affioranti, di un deposito sabbioso, debolmente limoso, marrone scuro, con abbondanti litici lavici (Φ max 0,5 cm) scuri. Subordinate ai litici, pomice bianche (Φ max 1 cm molto rare) e pomice grigio scuro (più abbondanti rispetto alle bianche), microvacuolari (Φ max 0,5 cm). Pomice e litici vulcanici sono a contatto tra loro. Si rinvengono, disseminati, anche clasti carbonatici, smussati ed alterati, intorno ai quali, nell'ambito della matrice, si rinvengono precipitazioni carbonatiche (*filamenti bianchi*) le dimensioni vanno dai pochi cm fino a 15 cm.

b) 0,38 m: deposito suddiviso in due livelli, i primi 20 cm di colore nocciola, costituiti da pomici (le più grandi misurano Φ 2,5 cm, le più piccole 0,3 cm, in media prevalgono quelle di 1 cm), si presentano esternamente irregolari, con evidenti cristalli di leucite ben sviluppati, e cristalli, più piccoli ma abbondanti, di pirosseno e biotite. A rottura mostrano un colore nocciola e sono microvacuolari; subordinatamente, si rinvergono litici lavici (Φ da pochi mm fino a 1 cm), grigio scuro; le pomici prevalgono sui litici. Si rinvergono anche scorie arrossate, sparse in tutto il livello. In questo livello la gradazione è prima inversa e poi diretta. I restanti 18 cm si presentano più scuri, caratterizzati da scorie abbondanti (Φ max 5 cm) con superficie esterna molto irregolare, vescicolare, con cristalli di biotite, leucite e pirosseni ben sviluppati, il colore è grigio molto scuro. Si rinvergono altresì pomici simili al livello sottostante, ma in quantità inferiore. Sono presenti abbondanti litici lavici scuri, di dimensioni fino a 2 cm e litici alterati con la superficie esterna di colore giallo, nonché litici carbonatici cotti, cristalli di leucite sparsi e abbondante lapillo. Tale deposito è attribuibile alla Formazione piroclastica del 1631 a.D. (Foto 17 e 18).



Foto17: Stratigrafia M6, deposito piroclastico b.

c) 8 cm: livello costituito per i primi 3 cm da minute pomici arrotondate e lapilli con matrice limo sabbiosa; da 3 cm di un livello ghiaioso sciolto

(Φ 0,2 – 0,5 cm) dove prevalgono lapilli di piccole dimensioni. I restanti 2 cm sono costituiti da limo sabbioso grigio con strutture piano parallele, leggermente addensato.



foto18: Stratigrafia M6, particolare del deposito piroclastico b. Attribubile alla formazione piroclastica del 1631 a.D.

- d) 0,20 cm: deposito pseudo-cementato, costituito in netta prevalenza da pomici provenienti dal secondo orizzonte del deposito 2 descritto sopra, con poca matrice sabbiosa marrone. Il deposito è caotico.
- e) 0,80 cm deposito costituito prevalentemente da litici e pomici del 1631 a.D., con clasti carbonatici disseminati, angolosi ed alterati (Φ max 5 cm); pomici e litici sono a contatto tra loro. Subordinatamente si rinvencono pomici bianche arrotondate (Φ 1 cm relative ad Ottaviano e/o Avellino). La matrice è sabbioso limosa, marrone, la distribuzione dei clasti nel deposito è caotica.

La successione continua ma in questo punto è troncata in parte dal vecchio muretto di recinzione della vasca e in parte dalla pista costruita per l'ampliamento dello scavo.

Stratigrafia M7

- a) 0,40 m affioranti di un deposito caratterizzato da bande marrone chiaro alternate a bande grigie. La componente grigia è costituita da sabbia vulcanica nera, con abbondanti litici vulcanici (Φ max 1 cm) , frequenti clasti carbonatici a spigoli smussati (Φ circa 1 cm) e scorie arrossate; quella marrone da sabbia limosa con pomici arrotondate (Φ max 2 cm) bianche e grigie (della formazione di Avellino), litici nella stessa quantità delle pomici. L'intero deposito si presenta pseudo cementato, con laminazioni pianoparallele.



Foto19: Stratigrafia M7

- b) 0,15 m deposito quasi esclusivamente da pomici grigie (Φ max 1 cm con prevalenza di quelle più piccole) e lapilli, rarissimi litici vulcanici (eruzione?). Il deposito mostra strutture piano parallele in cui si alternano livelli costituiti da pomici e lapilli, in cui non c'è un'evidente gradazione e livelli a granulometria sottile che sporgono per morfoselezione.



Foto20

- c) 0,15 m deposito costituito essenzialmente da pomici, lapilli e litici, pochissima matrice sabbioso limosa, il deposito è caotico.
- d) 0,25 cm: deposito costituito da pomici rimaneggiate bianche e grigie (Φ max 2 cm), abbondanti ed a contatto tra loro, si rinvengono anche lapilli (Avellino o 79 a.D.). la matrice è sabbiosa marrone.
- e) il deposito è spesso 1 m e si suddivide in:
 - i. 10 cm: limo sabbioso litoide, di colore grigio scuro, con all'interno piccole pomici grigie (Φ max 0,5 cm), abbondanti.
 - ii. 60 cm: sabbia e pomici con sporadici litici alla base, le pomici sono grigie microvacuolari (Φ max 0,5 cm), verso l'alto il contenuto in pomici e litici aumenta. La matrice è sabbioso limosa. La distribuzione dei clasti è caotica.

La stratigrafia M7 continua verso l'alto con la M6.

Stratigrafia M8

4 m: alternanza di depositi alluvionali costituiti da pomici, litici lavici e lapilli di diversa natura, con a luoghi clasti calcarei sparsi ed una matrice sabbioso limosa.

Sintesi stratigrafica e sedimentologica dell'area di conoide medio distale. Località Foce, Muro d'Arce (Sezione A-B; tabella 5.2.1).

Le sezioni artificiali trattate in questo paragrafo si collocano in una vasca di raccolta in Località Foce, via Muro d'Arce, tra le quote di 50 e 40 m s.l.m., nell'area medio distale del conoide alimentato dal bacino di Montagna Barone. Questa porzione di conoide presenta acclività da 6° a 3° (vedi cap... Carta Geomorfologica).

I depositi piroclastici più antichi rinvenuti in questa località, appartengono all'eruzione di **Avellino (3.6 KA)** . ad essi seguono quelli delle **Eruzioni Protostoriche**, del **472 a.D.** e del **1631 a.D.** Intercalate tra queste ultime due, sono state anche rinvenute delle pirocolastiti non note che, con ogni probabilità, sono da ascrivere ad una **eruzione medioevale del Vesuvio**.

Intercalati alle varie eruzioni, sono stati riconosciuti 16 litosomi vulcanoclastici, nell'ambito dei quali sono state distinte le petrofacies, le strutture sedimentarie ed i tipi di contatti con i litosomi sopra e sotto giacenti. Inoltre sono state individuate le fasi di pedogenesi e interpretati i processi di messa in posto di tali litosomi.

I litosomi che precedono l'eruzione di Avellino, rinvenuti alla base dello scavo, sono **CM1** e **CM2**.

CM1 ha uno spessore massimo di circa 2 metri e in quest'area si presenta solo nella petrofacies **S-m(p,c)**. Si tratta di un deposito sabbioso marrone bruno, in cui si riconoscono pomici rimaneggiate (ϕ fino a 1 cm), chiare e alterate (appartenenti all'eruzione di **Ottaviano**), distribuite in maniera caotica, nonché clasti carbonatici disseminati (ϕ fino a 10 cm), subangolari anch'essi a distribuzione caotica. Il suo processo di messa in posto è attribuibile ad un *debris flow*, ricco in elementi vulcanici.

Alla sommità di questo litosoma si hanno chiari segni di pedogenesi piuttosto spinta, che testimoniano un periodo di inattività del conoide (paleosuolo **PM1**).

Sul litosoma CM1 si riconosce una superficie di erosione con solchi profondi fino a 2 metri e larghi circa un metro, a testimonianza di una fase erosiva per gulling (**EM1**)

La ripresa della sedimentazione è testimoniata dal litosoma **CM2** che colma e trasborda anche al di fuori dei solchi preesistenti. L'unità ha uno spessore massimo di circa 2 metri ed è caratterizzata da due facies [**GS-i(c,p,l)** e **GS-m(c,l,p)**] che vanno a costituire livelli stratoidi di ghiaie limo-sostenute a clasti carbonatici eterometrici (ϕ min 2 cm, ϕ max 15 cm) da angolari a subangolari, con una blanda iso-orientazione. Le ghiaie contengono inoltre abbondanti litici lavici scuri (ϕ max 0,5 cm) ed a luoghi minute pomice (ϕ max 5 mm circa). La matrice, di origine piroclastica, di colore marrone, ha una granulometria sabbiosa. Il processo di messa in posto è riferibile ad un *debris flow* a prevalente componente carbonatica.

La successione prosegue con lenti dei depositi dell'**Eruzione di Avellino**, spessi tra 20 e 40 cm, costituiti da un livello di pomice a granulometria sottile spesso 5-10 cm alla base del deposito su cui poggiano pomice bianche e a seguire grigie aventi diametro fino a 8 cm, molto vacuolari. Si rinvencono anche litici carbonatici che raggiungono anche diametro di 5 cm e litici lavici scuri (ϕ 2 cm). Il livello piroclastico si presenta realmente eroso al top (**EM2**).

Segue poi il litosoma sedimentario **CM3** che ha spessore massimo di circa 30 cm e geometria lenticolare. Esso è costituito da litici vulcanici scuri (ϕ circa 1 cm); pomice scure a luoghi arrossate (ϕ 1 cm), che a rottura mostrano fenocristalli di leucite e pirosseno; clasti carbonatici in quantità minore rispetto alle altre componenti (ϕ fino a 5 cm raramente 10 cm). Si rinvencono anche clasti carbonatici di piccole dimensioni (ϕ 0,5 cm), a distribuzione caotica nella matrice sabbiosa, di colore marrone. Anche in questo caso si tratta di un *debris flow*.

Seguono prodotti vulcanici attribuibili alle **Eruzioni Protostoriche del Somma-Vesuvio**, anche se in parte rimaneggiati ed alterati. Nei primi 10 cm dalla base, questa unità presenta pomice con subordinata componente a frammenti di litici lavici di piccole dimensioni (ϕ 3-4 mm) taluni dei quali arrossati. Le pomice hanno diametro fino ad 1 cm, ma vi prevalgono quelle minute: esse appaiono microvacuolari e spigolose, di colore sia bianco che

grigio, con incorporati minuti cristalli femici. Seguono 5 cm di sabbia limosa molto compatta, di colore grigio chiaro, 5 cm di sabbia vulcanica grigio scuro e 8 cm di limo sabbioso addensato, grigio scuro con segni di pedogenesi (**PM2**). A questo livello pedogenizzato seguono 5 cm di sabbia vulcanica grigio scura passante in maniera netta a 4 cm di sabbia scura fine e laminata. I livelli a granulometria fine mostrano fori da deidratazione, a testimonianza di un trasporto in acqua.

Con contatto netto segue verso l'alto il litosoma **CM4** che ha geometria tabulare ed uno spessore di circa 50 cm. Si tratta di una sabbia limosa, grigio verde, compatta, in cui si rinvengono sporadici clasti carbonatici di dimensioni variabili (ϕ max 10 cm). Si rinvengono inoltre, distribuite caoticamente, pomice sparse, attribuibili all'eruzione di **Avellino** e rari litici lavici attribuibili all'Eruzione Protostorica. La facies che caratterizza questo litosoma è **SL-m(p,c,l)** ed i suoi caratteri inducono a ricollegarla ad un episodio di *debris flow*.

Segue con contatto netto sul precedente e senza tracce di erosione interposta il litosoma **CM5**, che ha geometria mediamente tabulare ed uno spessore medio di circa 50 cm. Si tratta di una sabbia grigia con litici lavici scuri (ϕ max 5 mm), pomice bianche e grigie (ϕ max 3 cm), rari clasti carbonatici (ϕ max 5 cm), il tutto a distribuzione caotica. Questi caratteri permettono di interpretarlo come un deposito da *debris flow*.

Seguono i prodotti dell'eruzione del **79 a.D.** che si rinvengono in lenti discontinue con spessore massimo di circa 20 cm, a causa di una successiva fase di modesta erosione (**EM3**).

La ripresa della sedimentazione è testimoniata poi dal litosoma **CM6** che ha geometria tabulare ed uno spessore medio di circa 40 cm. Esso è costituito dalla facies **GSL-m(p,l,c)** e mostra ghiaie con abbondante matrice sabbioso-limosa di colore marrone chiaro. I clasti sono dati sia da pomice eterometriche (ϕ max 3 cm) derivate da varie unità eruttive precedenti, sia, subordinatamente da sparsi clasti carbonatici eterometrici (ϕ max 4 cm) subangolari. In tali ghiaie si rinvengono anche abbondanti pomice e litici carbonatici provenienti dalle **piroclastiti del 79 a.D.** Il litosoma mostra eterometricità e caoticità tipiche dei depositi da *debris flow*.

Il tetto del litosoma appena descritto presenta chiare tracce di alterazione, per cui si individua un periodo di stasi e pedogenesi (**PM3**) che trova raffronto anche in altre sezioni studiate nelle aree medio distali.

La pedogenesi è interrotta dall'arrivo dei prodotti piroclastici del **472 a.D.** che in quest'area presentano anche la fase di chiusura dell'eruzione, caratterizzata da una cinerite grigia, spessa circa 40 cm.

Segue una fase di erosione modesta, di tipo areale, che da luogo alla discontinuità **EM4**.

Segue la deposizione del litosoma **CM7**, spesso circa 40 cm ed a geometria tabulare. Esso è costituito esclusivamente da elementi ghiaiosi del **472 a.D.** disposti caoticamente, con matrice limosa di colore grigio chiaro pseudo cementata [petrofacies **GL-m(l,p)**]. I clasti sono a contatto tra loro e la matrice presenta fori da deidratazione. Il processo di messa in posto è attribuibile ad un *debris flow* vulcanoclastico, avvenuto probabilmente subito dopo l'eruzione.

Superiormente si passa, in modo netto, al litosoma **CM8** anch'esso a geometria tabulare, spesso in media 2 metri circa. Esso è caratterizzato da 3 facies differenti, la prima delle quali s [**GSL-pc(l,p,c)**] è caratterizzata da alternanze centimetriche e millimetriche di livelli ghiaiosi o ghiaioso-sabbiosi con litici lavici eterometrici (ϕ max 1 cm) e scorie (ϕ max 1 cm) del 472 a.D. a disposizione caotica o a gradazione diretta, clasti carbonatici (ϕ 0.5-1 cm) e livelli sabbioso-limosi contenenti pomice eterometriche (ϕ max 2 cm), poligeniche, arrotondate e distribuite caoticamente con matrice marrone chiaro sabbioso limosa.

Nell'intera facies sono inoltre distribuiti rari clasti carbonatici eterometrici (ϕ max 10 cm e ϕ med 5 cm) subangolari generalmente appiattiti e disposti con l'asse maggiore in direzione della paleocorrente; sono inoltre presenti litici lavici (ϕ max 4 cm). Questi livelli centimetrici tendono a chiudersi a lente con continuità laterale al massimo di un metro. La petrofacies appena descritta rappresenta la porzione destra dell'affioramento; infatti, spostandosi lateralmente, in sinistra orografica, subito a contatto con il litosoma CM7 si trova la petrofacies sopra descritta, seguita da livelli pseudostratificati, costituiti da vulcanoclasti del 472 a.D., spesso con clasti carbonatici [**GSL-ps(l,p,c)**], da cui si passa, mediante

contatto erosivo (*cut and fill*), alla petrofacies [**GSL-m(c,l,p)**] che è caratterizzata da vulcanoclasti del 472 a.D., con clasti carbonatici sparsi (Φ max 30 cm); i clasti carbonatici sono raramente a contatto tra loro e presentano una distribuzione caotica. L'intero litosoma si chiude con la petrofacies [**GSL-pc(l,p,c)**] già descritta. Questi depositi sono interpretati come derivanti da processi di *debris flow* e *hyperconcentrated flow* {petrofacies: [**GSL-m(c,l,p)**] e [**GSL-ps(l,p,c)**] }, seguiti da episodi da *sheet flow* {petrofacies: [**GSL-pc(l,p,c)**] }.

Segue un deposito vulcanoclastico costituito da pomice eterometriche, (ϕ max 1 cm), vacuolari, di colore grigio scuro, a spigoli vivi, abbondanti litici lavici minuti (ϕ max 0,5 cm). Il top del deposito è costituito da una cinerite grigia, che termina con un livello a granulometria sottile di colore grigio molto chiaro, che testimonia una deposizione in ambiente tranquillo. Potrebbe trattarsi di una ulteriore unità da fall piroclastico, non in giacitura primaria ma che ha subito un rimaneggiamento poco dopo la sua caduta; con ogni probabilità, tali prodotti sono da ascrivere ad una **eruzione medioevale del Vesuvio**.

Segue una fase di erosione (**EM5**) poco spinta, che riduce a lenti il *tephra* sottostante.

A causa di detta superficie d'erosione il successivo litosoma **CM9** poggia sia sulle piroclastiti medievali che su CM8. Esso è formato da due petrofacies [**SG-pc(p,l,c)**] e [**SG-m(p,l,c)**]. Si tratta di alternanze centimetriche, di pomice minute con matrice sabbiosa e livelli sabbiosi di colore grigio in cui si riconoscono strutture da "*cut and fill*". Lo spessore di questo litosoma è mediamente di circa 40 cm. Tale litosoma si chiude con un *debris flow*, che erode la sottostante petrofacies [**SG-pc(p,l,c)**] ed è costituito da una ghiaia sabbiosa con pomice poligeniche arrotondate (ϕ max 1 cm), litici vulcanici minuti (ϕ max 0.5 cm) e rari clasti carbonatici a distribuzione caotica.

Il colore marrone e la tessitura fine della matrice dei depositi appena descritti lascia pensare che la loro deposizione fu seguita da un periodo di stabilità morfologica al quale si associa il livello di pedogenesi **PM4**.

A questa fase di pedogenesi, ne segue una erosiva (**EM6**) che genera gullies con sezione ad U, ampi fino a 10 metri e profondi fino a 2 m .

Tali incisioni sono poi riempite dalla unità **CM10** la quale è caratterizzata da due petrofacies. La prima [**SGL-pc(l,p,c)**] è composta da una sabbia ghiaiosa con matrice limosa. La componente ghiaiosa è formata da litici lavici, pomici eterometriche e rari clasti carbonatici. Le strutture sedimentarie riconosciute sono di tipo lenticolare, nelle lenti si riconoscono alternanze di livelli sabbio ghiaiosi e sabbio limosi. La seconda petrofacies, [**SG-m(p,l)**], è costituita da una sabbia fine con ghiaia grigio scuro di origine piroclastica con pomici minute (ϕ max 0.5 cm), litici minuti (ϕ max 0.5 cm) a disposizione caotica, riconducibile ad un rimaneggiamento di una sabbia vulcanica

Al **CM10**, segue il **CM11**, con uno spessore di circa 150 cm, costituito da una sabbia limosa marrone chiaro, con pomici, litici minuti e clasti carbonatici sparsi, il tutto distribuito caoticamente. Il processo di messa in posto è attribuibile ad un *debris flow*.

Segue una nuova fase di relativa stabilità morfologica durante la quale si sviluppa il livello pedogenetico **PM5**.

La fase di pedogenesi è interrotta da una fase erosiva **EM7**, che si spinge fino al **CM9** con erosione a fossi.

Il litosoma che segue, **CM12**, è caratterizzato da due petrofacies, [**GSL-m(c,l,p)** e **GSL-pc(l,c,p)**], ed ha uno spessore di quasi un metro. La prima petrofacies è costituita da clasti carbonatici eterometrici (ϕ max 30 cm e ϕ med 10 cm), pomici e litici eterometrici (ϕ max 2 cm) con matrice piroclastica sabbio limosa marrone; la struttura di questa petrofacies è caotica. La seconda petrofacies è caratterizzata da una minore quantità di clasti carbonatici e da strutture da *cut and fill*. L'elevata concentrazione di clasti carbonatici in questo litosoma, può essere imputabile ad una maggiore disponibilità su versante di questi ultimi, a causa dell'assottigliamento del manto piroclastico che riporta in affioramento il substrato; o attribuibile alla presa in carico di clasti immagazzinati nei canali dei bacini sottesi a quest'area.

Il litosoma **CM13**, spesso 50 cm, è costituito da un'unica petrofacies [**SL-m(p, l,c)**] sabbia limosa marrone con pomici, litici e rari litici carbonatici disposti caoticamente. Anche in questo caso si tratta di un *debris flow*, seguito da una stasi, testimoniata da pedogenesi **PM6**.

I prodotti da *fall* del **1631 a.D.**, spessi circa 40 cm (vedi stratigrafia M6) interrompono il periodo di stasi e contribuiscono alla formazione dei litosomi successivi. Infatti, le piroclastiti del 1631 a.D. si rinvengono rimaneggiate nel **CM14**; tale litosoma ha uno spessore medio di 20 cm, presenta geometria tabulare e si presenta pseudo-cementato. Esso è composto esclusivamente da prodotti vulcanoclastici del 1631 a.D., con poca matrice sabbiosa marrone. Il deposito è caotico ed il processo di messa in posto è riferibile a *debris flow* vulcanoclastici.

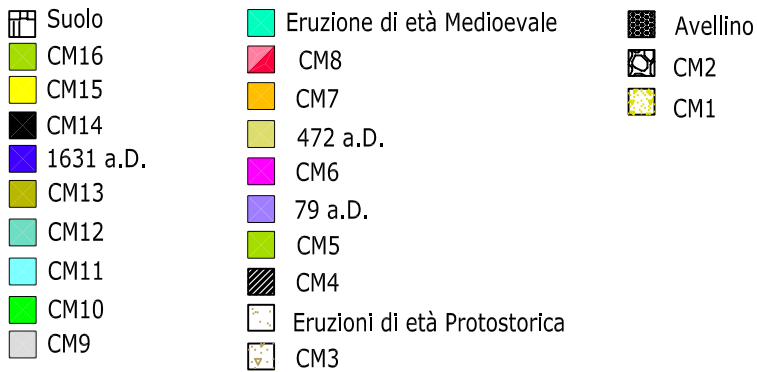
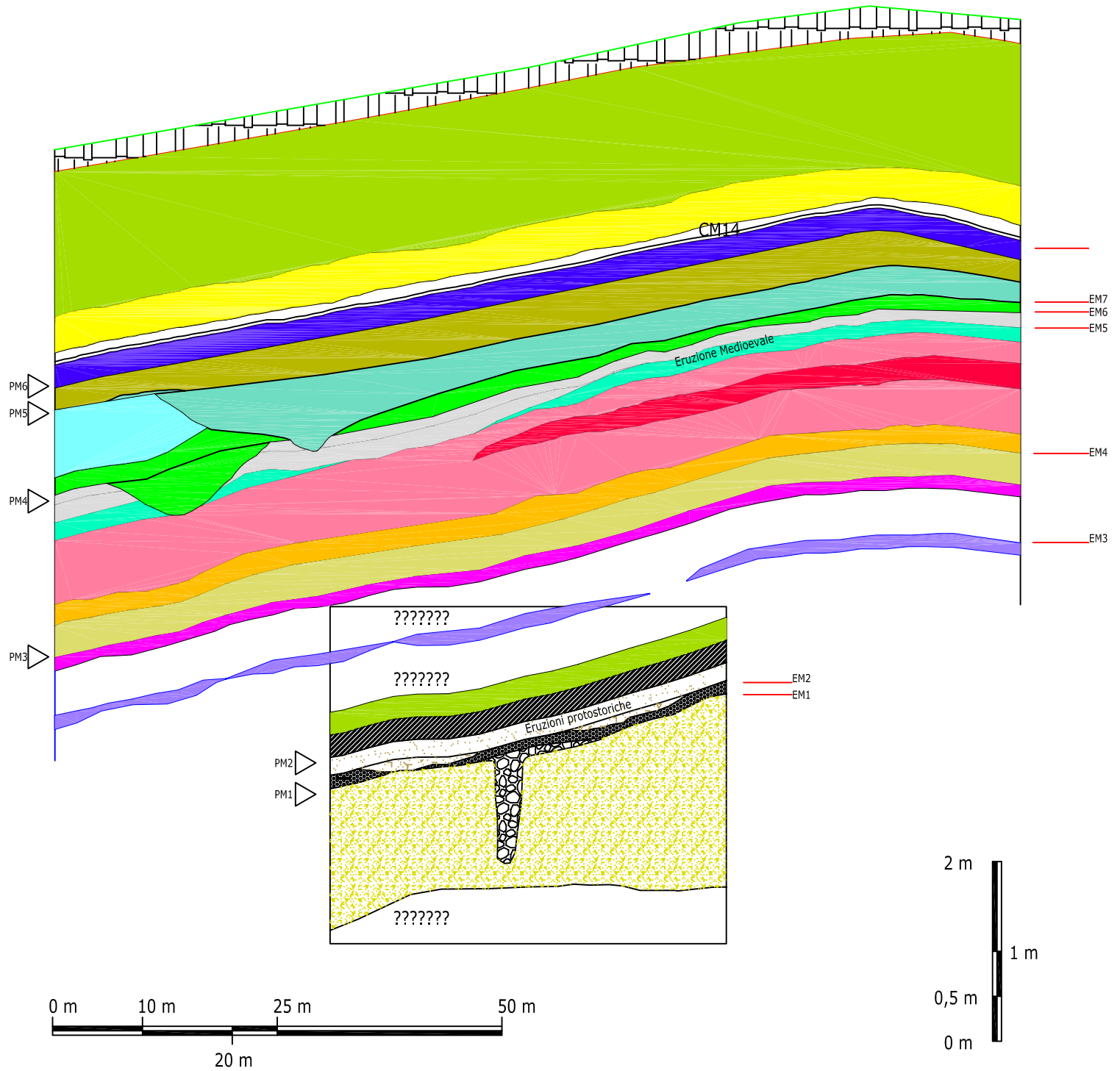
Segue, in continuità sostanziale di sedimentazione la deposizione del litosoma **CM15**. esso ha geometria tabulare ed è spesso circa 80 cm. Si tratta di un deposito clastosostenuto [petrofacies: **GSL-m(p,l,c)**], costituito da litici e pomici del **1631 a.D.**, con disseminati clasti carbonatici angolosi ed alterati (Φ max 5 cm); pomici e litici sono a contatto tra loro. Subordinatamente si rinvengono pomici bianche arrotondate (Φ 1 cm relative ad **Ottaviano e/o Avellino**). La matrice ha tessitura sabbioso-limosa. La distribuzione dei clasti nel deposito è caotica ed il colore marrone omogeneo della matrice testimonia di fasi di alterazione del materiale cineritico prima di essere strappato dai versanti. Si tratta di un altro evento da *debris flow* che coinvolge anche prodotti di altre eruzioni, nonché elementi carbonatici prelevati dalle alteriti sottostanti ai manti piroclastici o strappati da ghiaie antiche passando nel canale che dissecava l'apice del cono.

Infine, nell'area in esame si rinviene il litosoma **CM16** caratterizzato da 4 metri di alternanze di depositi da *debris flow* costituiti da pomici, litici lavici e lapilli di diversa natura, con a luoghi clasti calcarei sparsi ed una matrice sabbioso limosa.

A

Sezione Via Muro d'Arce

B



Fronti di alterazione

Superfici di erosione

Vasca Foce, Località Muro d'Arce

Litosomi ed eruzioni	Petrofacies	Pedogenesi	Fasi erosive
CM17	GSL-pc(p,l,c)		
CM16	GSL-m(l,p,c)		
CM15	GS-pc(l,p); GS-m(l,p)		
Piroclastiti del 1631 a.D.			
CM14	SL-m(p,l,c)	PM6	
CM13	GSL-m(c,l,p); GSL-pc(l,c,p)		Fase erosiva EM7
CM12	SL-m(p,l,c)	PM5	
CM11	SG-m(p,l); SGL-pc(l,p,c)		Fase erosiva EM6
CM10	S-pc(p,l,c); SG-m(l,p,c)	PM4	
Piroclastiti di età Medioevale			
CM9	GSL-pc(l,p,c); GSL-m(p,l,c)		Fase erosiva EM5
CM8	GSL-ps(l,p,c); GSL-pc(l,p,c)		
CM7			Fase erosiva EM4
Piroclastiti del 472 a.D.			
CM6		PM3	
CM5	S-m(p,c)	PM3	Fase erosiva EM3
Piroclastiti del 79 a.D.			
CM4	SL-m(p,c,l)		
Piroclastiti Protostoriche		PM2	
CM3	GS-m(l,p,c)		Fase erosiva EM2
Piroclastiti di Avellino			Fase erosiva EM1
CM2	GS-i(c,p,l); GS-m(c,l,p)		
CM1	S-m(p,c)	PM1	

Tabella 5.2.1
contatto erosivo —

Sintesi stratigrafico-sedimentologica dell'area medio-prossimale. Presso Vasca Vallone Mare (tabella 5.2.2, fig. 5.2.4 e 5.2.5)

La sezione artificiale trattata in questo paragrafo, si colloca in Località Foce, in una porzione di conoide medio prossimale, tra le quote di 75 e 60 m s.l.m, dove si osserva l'incastro dell'apice del conoide in esame in un cono più antico. Questa porzione di conoide medio prossimale presenta un'acclività compresa tra 9° e 6°.

Le unità piroclastiche che aiutano a fissare vincoli cronologici in quest'area, sono, a partire dal più antico, i depositi piroclastici di **Ottaviano, Avellino, 472 a.D. e 1631 a.D.**; mentre quelli relativi all'eruzione del **79 a.D.**, ed all'**Eruzione Protostorica** risultano del tutto assenti.

Il litosoma più antico qui affiorante, **CF1**, è costituito dalla petrofacies **SLG-m(c)**, consistente in una sabbia limosa di colore ocra, con sparsi clasti carbonatici subangolari, variamente alterati. La colorazione della matrice e l'alterazione dei clasti carbonatici, sono indice di una fase pedogenetica sviluppatasi durante un periodo di stabilità geomorfologica (**PF1**).

Su tale litosoma si rinvencono le pomice dell'eruzione di Ottaviano, che qui raggiungono uno spessore di circa 2 metri; sulle quali si è impostata una fase erosiva (**EF1**) testimoniata dalla presenza di un canale svasato, con ampiezza di circa 8 metri, che si approfondisce, per circa 2 metri, fino al **CF1**. Questo è colmato da alternanze delle petrofacies **GSL-m(c,l)** e **GS-pc(c,l,p)**, che si rinvencono rispettivamente con spessori decimetrici e centrimetrici (**CF2**). La prima petrofacies è costituita da ghiaie carbonatiche massive, clast-supported, ad elementi subangolari, con matrice marrone. La seconda petrofacies è formata ancora da ghiaie carbonatiche (Φ max 10 cm), clast-supported disposte secondo la direzione della corrente, con un contenuto in matrice grigia che colma gli spazi tra i clasti. I caratteri osservati consentono di interpretare queste petrofacies come il prodotto di più eventi incanalati, confinati e sovrapposti, con contenuto in clasti variabile, che mostrano strutture da massive a piano parallele incrociate.

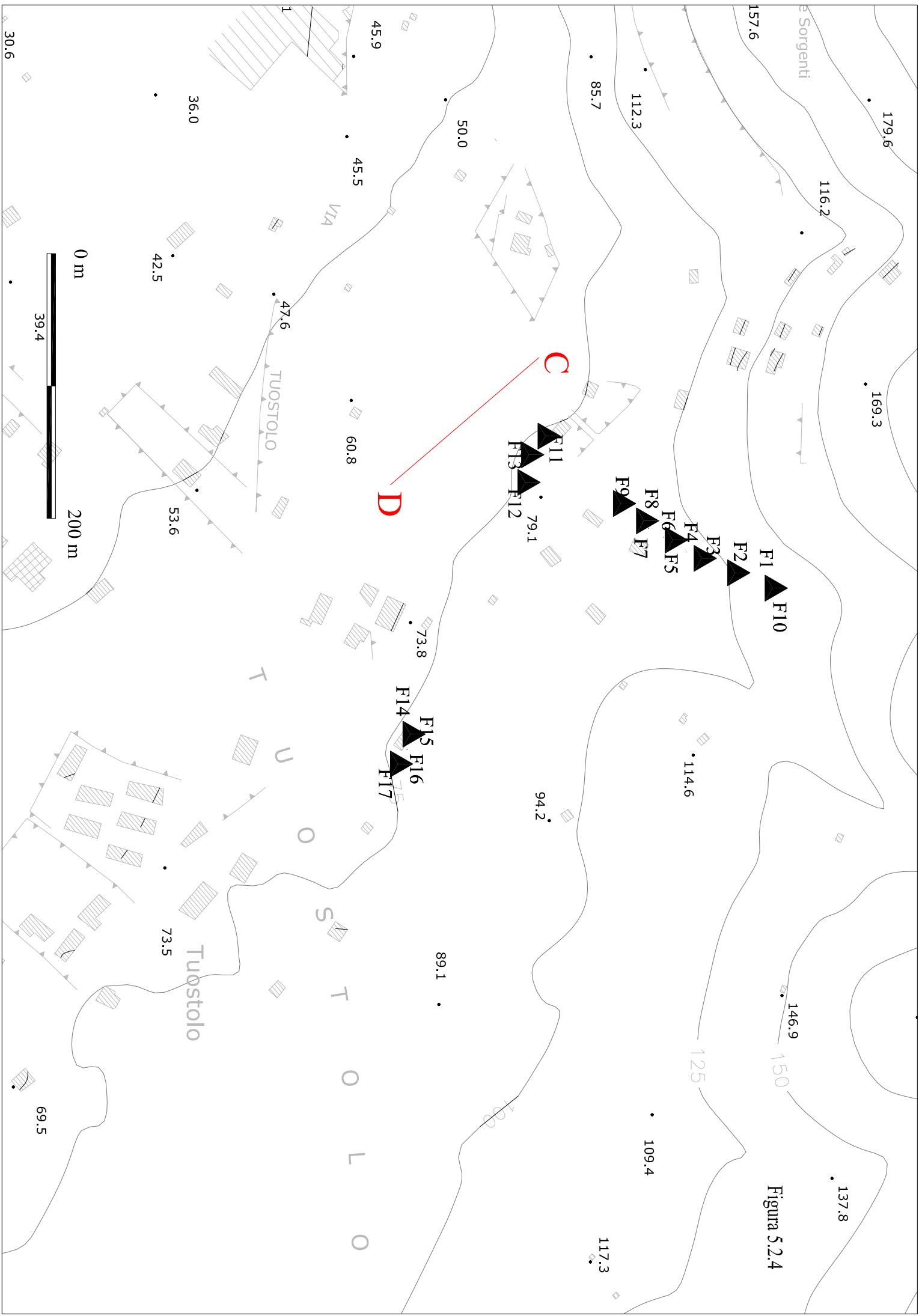
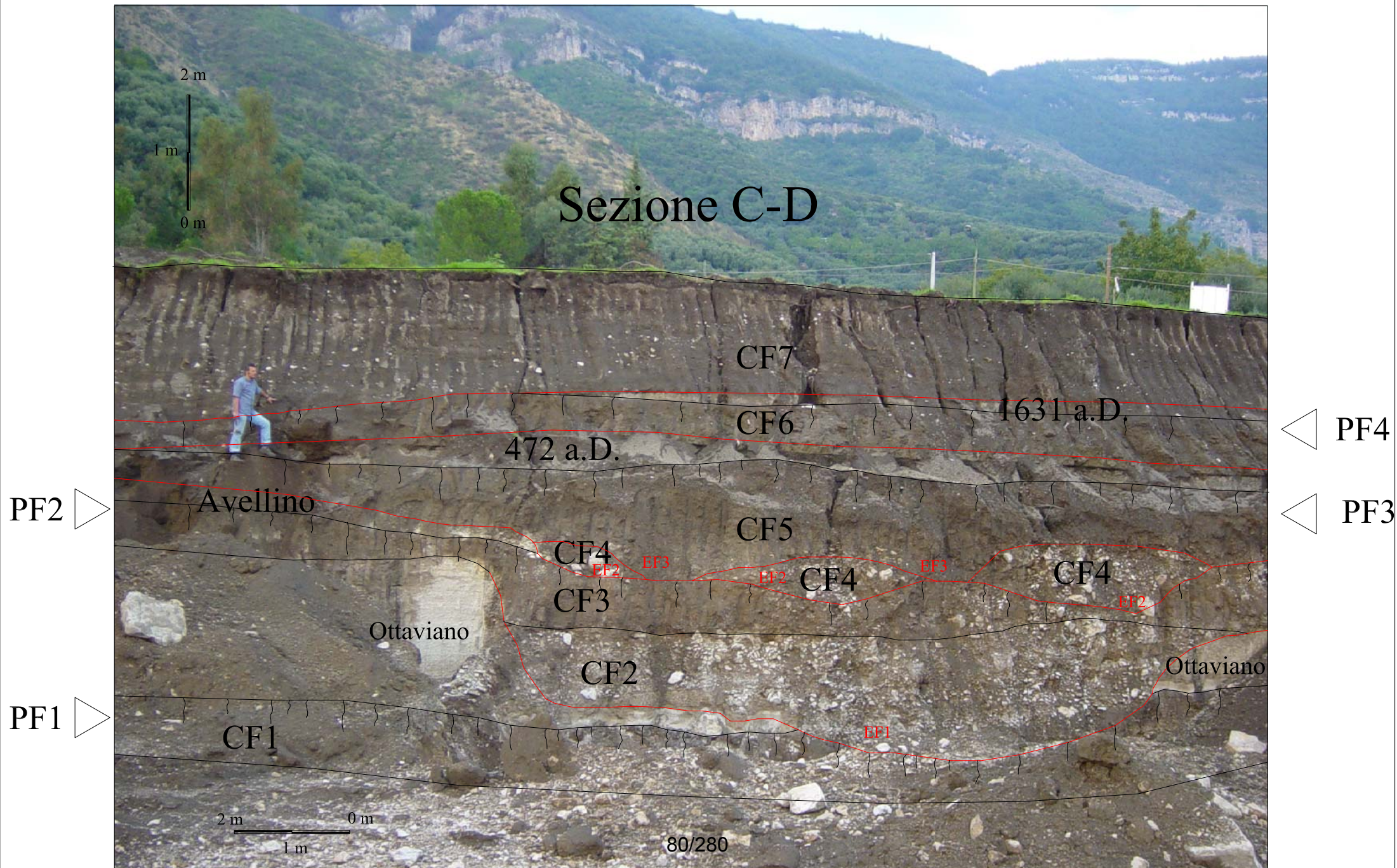


Figura 5.2.4

In seguito alla fase erosiva ed al riempimento delle incisioni, si ha la deposizione del litosoma **CF3**, caratterizzato dalla petrofacies **SL-m(p,l,c)**; si tratta di una sabbia limosa di colore ocra, con clasti, in cui è evidente un fronte di alterazione (**PF2**) che testimonia un nuovo periodo di stabilità morfologica. La fase di pedogenesi è interrotta dall'arrivo dei prodotti da *fall* dell'eruzione di **Avellino**, che sono stati poi interessati da una nuova fase erosiva (**EF2**). Questa è sigillata dal litosoma **CF4** caratterizzato da una forma lenticolare e costituito dalla petrofacies **GS-m(c,l,p)**, si tratta di una ghiaia calcarea massiva clast-supported con clasti subangolari, la matrice è sabbiosa in cui si rinvengono pomici rimaneggiate e litici lavici. Questo litosoma rappresenta il riempimento di un solco di erosione molto svasato e poco inciso. Il tetto di CF4 presenta solchi erosivi (**EF3**). Su questi poggia il **CF5**, formato dalla petrofacies **SLG-m(c,p,l)**; si tratta di una sabbia massiva *matrix-supported* in cui sono presenti clasti calcarei subangolari subordinatamente pomici rimaneggiate e litici lavici. CF5 ha una forma lenticolare, con spessore di circa 1,5 m, che si estende lateralmente per circa 10 metri. Le caratteristiche stratigrafico-deposizionali e geometriche suggeriscono processi di messa in posto da *debris flow* con un modesto contenuto in clasti carbonatici. Infine, su tale litosoma è stata riconosciuta una fase di alterazione (**PF3**), interrotta dall'arrivo delle piroclastiti del **472 a.D.**, interessate poi da erosione areale (**EF4**). Su queste si rinviene il litosoma **CF6**, formato dalle petrofacies **SLG-m(p,l)**, **G-i(p,l)**, **G-d(p,l)**, **SLG-m(p,l,c)** e **SLG-m(p,l)**. La prima petrofacies rappresenta una fase di rimaneggiamento avvenuta dopo l'arrivo del *fall* piroclastico, in cui le pomici ed i litici sono distribuiti caoticamente in una abbondante frazione sottile. Superiormente si rinvengono livelli monogranulari formati esclusivamente dal rimaneggiamento del **472 a.D.**, passanti da gradazione inversa a diretta. Il **CF6** si chiude con la petrofacies **SLG-m(p,l,c)** in cui si rinvengono anche clasti carbonatici disseminati ed angolosi e la frazione sottile ritorna ad essere predominante. I caratteri sedimentologici osservati permettono di affermare che il *fall* piroclastico è stato seguito da un evento da *debris flow* che ha interessato esclusivamente i suoi prodotti, successivamente si riconoscono anche clasti carbonatici, probabilmente

presi in carico nei canali. Un fronte di alterazione (**PF4**), spesso circa 40 cm, nella porzione superiore di questo litosoma, testimonia una nuova pausa nell'attività del conoide.

Questa fase di alterazione è sigillata dall'arrivo del *fall* piroclastico del **1631 a.D.**, a cui segue una superficie di erosione (**EF5**) Superiormente si rinviene il **CF7** in cui sono state riconosciute le petrofacies **GSL-m(l,p)**, **G-i(p)**, **GS-m(p,l)** e **GS-pci(p,l,c)**; le prime due costituiscono alternanze di livelli da centimetrici a decimetrici, a volte privi di matrice e a gradazione inversa, massivi. Le altre due petrofacies si rinvengono come parziale riempimento del vecchio canale, che era poco inciso ed aveva una estensione laterale piuttosto ampia. Il colmamento del canale da parte dei depositi relativi al **CF7** ha causato la sua migrazione laterale. Le **GS-m(p,l)** e **GS-pci(p,l,c)** si presentano come depositi massivi o con strutture sedimentarie piano parallele incrociate, in cui si rinvengono vulcanoclastiti sia del **472 a.D.** che del **1631 a.D.** nonché clasti carbonatici sparsi subangolari. I caratteri stratigrafici suggeriscono per questo litosoma, processi deposizionali principalmente da *sheet flood*.



Vasca Mare; Località Foce

Litosomi ed eruzioni	Petrofacies	Pedogenesi	Fasi erosive
CF7	GSL-m(l,p); G-i(p); GS-m(p,l); GS-pci(p,l,c)		EF5
1631 a.D.			
CF6	SLG-m(p,l); G-i(p,l); G-d(p,l); SLG-m(p,l,c); SLG-m(p,l); SLG-m(p,l,c)	PF4	EF4
Piroclastiti del 472 a.D.			
CF5	SLG-m(c,p,l)	PF3	EF3
CF4	GS-m(c,l,p)		EF2
Pomici di Avellino			
CF3	SL-m(p,l,c)	PF2	
CF2	GSL-m(c,l); GS-pc(clp)		EF1
Pomici di Ottaviano			
CF1	SLG-m(c)	PF1	

Tabella 5.2.2

Fasi erosive

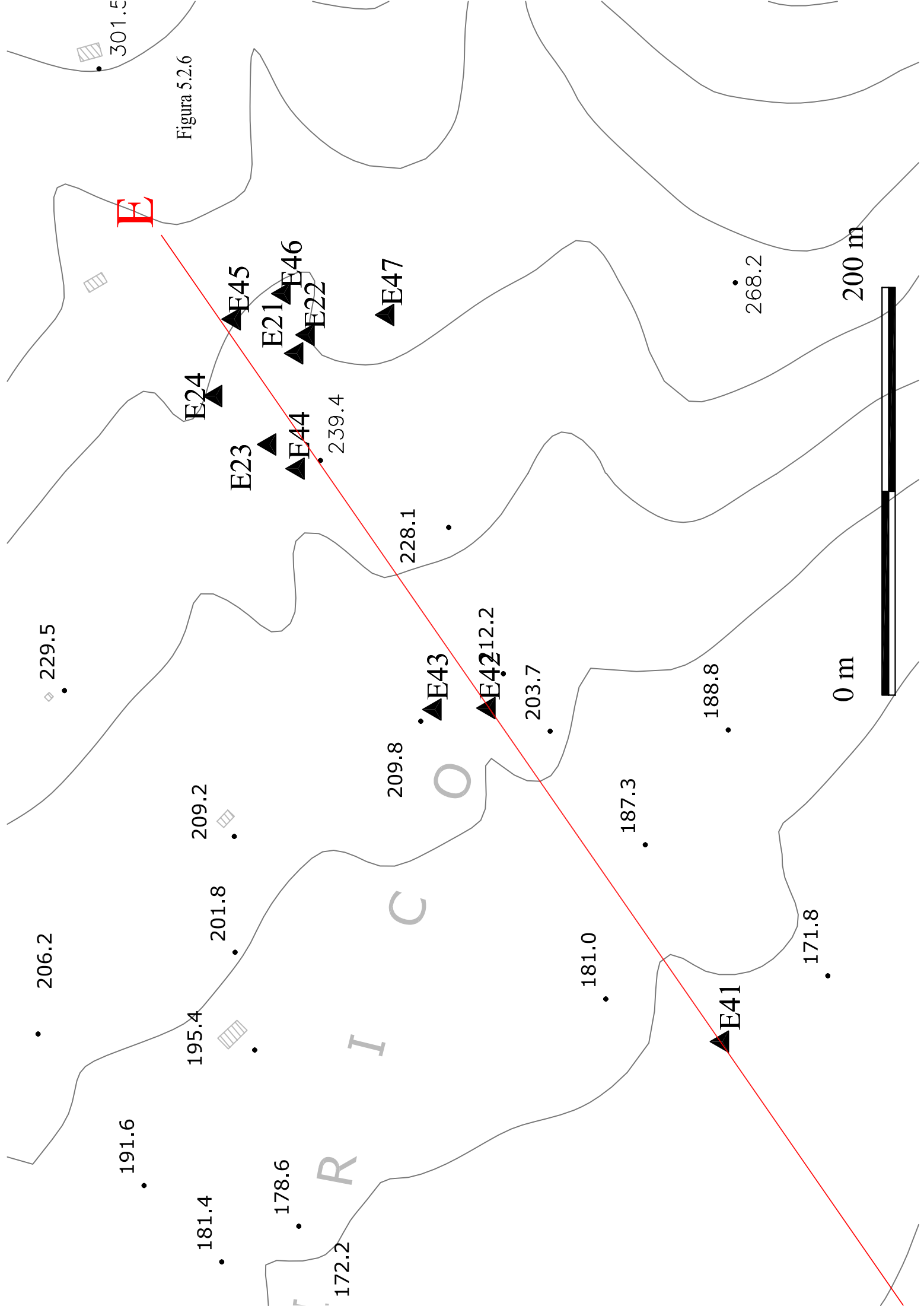


Figura 5.2.6

Località Episcopio; scavi antropici e naturali nell'area apicale, presso i Valloni S. Chirico e Trave (figura 5.2.6).

Stratigrafia E 21

- a) Deposito *clast supported* affiorante per almeno 0.50 m, formato da clasti calcareo dolomitici a contatto e molto alterati e carsificati, le dimensioni medie sono di circa 5 cm, i più grossolani non superano i 20 cm. La matrice, limo sabbiosa, è marrone e si riconoscono rizoconcrezioni; il successivo corpo si rinviene come corpo deposizionale che riempie e trasborda i fianchi di un antico canale;
- b) deposito sabbioso limoso nocciola, in cui si rinvencono disseminati clasti carbonatici e pomice minute ed alterate, si riconoscono inoltre rizoconcrezioni;
- c) deposito *clast supported* spesso circa 0.50 m, formato da clasti carbonatici a contatto, da angolari (quelli più piccoli) a subangolari (quelli più grossolani); la distribuzione dei clasti è massiva e la matrice sabbiosa marrone;
- d) deposito piroclastico sabbioso limoso marrone, spesso circa 0,50 m (descrizione a distanza).

L'assetto stratigrafico dei depositi rinvenuti, consente di riconoscere un'incisione avvenuta dopo la messa in posto dell'eruzione di Ottaviano. Inoltre, incastrati in questo canale, si individuano depositi più recenti in cui si riconosce l'eruzione di Pompei (79 a.D.).

Stratigrafia E 22

- a) Deposito *clast supported* affiorante per almeno 0.50 m, formato da clasti calcareo dolomitici a contatto e molto alterati e carsificati, da angolari a subangolari. A luoghi si rinvencono livelli in cui le dimensioni medie sono di circa 3 cm, con scarsa matrice sabbiosa grigia, derivante dal rimaneggiamento delle piroclastiti di "Sarno" e a luoghi livelli con clasti più grossolani (5-10 cm) in cui sono presenti anche blocchi, la matrice in questi livelli è limo sabbiosa marrone;

- b) deposito rimaneggiato della formazione di Sarno, avente uno spessore di circa 0,60 cm;
 - c) deposito *clast supported* dallo spessore di poco superiore al mezzo metro, si riconoscono clasti carbonatici subangolari, dallo spessore massimo di 10 cm, disposti in modo massivo e non a contatto con matrice piroclastica sabbioso limosa marrone;
 - d) formazione piroclastica di Ottaviano in giacitura primaria potente circa 1,20 m;
- da questo punto le osservazioni sono state fatte a distanza causa la parete subverticale dell'affioramento:
- e) deposito piroclastico rimaneggiato spesso all'incirca 2 m in cui si riconoscono clasti calcareo dolomitici disseminati in maniera massiva, non è stato possibile effettuare osservazioni in merito alla frazione sottile ed all'eventuale presenza di pomici nel deposito;
 - f) cumulo di frana del maggio 1998, spesso circa 0,5 m.

Stratigrafia E 23

- a) Deposito *clast supported* affiorante per almeno due metri, formato da clasti calcareo dolomitici a contatto e distribuiti in maniera massiva, da angolari a subangolari. La matrice è sabbiosa in cui si riconoscono litici vulcanici minuti; a contatto netto passa a:
 - b) deposito piroclastico spesso circa 40 cm, sabbioso limoso, grigio chiaro alla base e più scuro al top (fronte di alterazione); alla base si rinvencono pomici rimaneggiate grigio chiaro e clasti carbonatici subangolari;
 - c) deposito *clast supported* con litici carbonatici subangolari con matrice sabbiosa ocra, il deposito è potente poco più di 80 cm;
 - d) deposito piroclastico della formazione di Sarno, rimaneggiato e frammisto a clasti calcareo dolomitici eterometrici e subangolari.

Stratigrafia E 24

- a) deposito sabbioso marrone, affiorante per uno spessore di almeno 40 cm, si rinvengono distribuiti in maniera massiva clasti carbonatici subangolari eterometrici;
- b) deposito *clast supported* potente circa 1,5 m, i clasti carbonatici hanno dimensioni massime di circa 20 cm, sono distribuiti caoticamente, sono alterati e subangolari. La matrice è sabbiosa, marrone oca; questo deposito passa in modo netto al sovrastante
- c) deposito piroclastico della formazione di Sarno in giacitura primaria, potente almeno quattro metri (foto 1);
- d) rimaneggiamento della formazione di Sarno, spesso circa 1,5 m, si riconoscono strutture piano parallele con precipitazioni carbonatiche biancastre intervallate (foto 1).

Poco più a valle, in destra orografica, affiora il paleosuolo sovrastante la formazione di Ottaviano, passante ad un deposito spesso circa 30 cm ricco in pomici della formazione di Avellino e con poca matrice.



Foto 12: Banco di Pomici dell'Eruzione di Sarno.

Stratigrafia E 25

- a) Deposito *clast supported* con matrice limo sabbiosa ocre, i clasti carbonatici sono a contatto, eterometrici fino ad un massimo di 30 cm e si presentano subangolari; il top del deposito mostra segni di alterazione dovuti a processi pedogenetici;
- b) affioramento della formazione di Sarno, la cui porzione superiore è troncata;
- c) suolo.

Stratigrafia E 42

- a) 20 cm deposito limoso sabbioso, molto addensato, di colore grigio con vacuoli da deidratazione (eruzione di età Protostorica);
 - b) 10 cm pomice millimetriche di colore grigio, sub-arrotondate(eruzione di età Protostorica);
 - c) deposito sabbioso limosa, di colore marroncino, spesso circa 30 cm, con rari clasti calcareo dolomitici disposti caoticamente;
 - d) deposito sabbioso marrone scuro, spesso 120 cm, con calcareo dolomitici anche di 20 cm, a spigoli smussati, non a contatto a distribuzione caotica;
 - e) formazione piroclastica di “Ottaviano” 180 cm.
- Sul deposito piroclastico di “Ottaviano” descritto al punto precedente, in continuità poggia quanto segue:

Stratigrafia E 43

- a) Lente dello spessore massimo di 1 m costituita essenzialmente da pomice policrome e da litici e scorie con dimensioni massime di 2 cm, si rinvencono inoltre clasti (dimensioni massime di 2 cm) carbonatici chiari;
- b) formazione piroclastica del 79 a. D.

Questo tratto di affioramento lungo circa 10 m, in sinistra orografica e trasversale al canale, mostra una variazione laterale nel deposito di Ottaviano.

Stratigrafia E 44

- a) Deposito conglomeratico (lo stesso rinvenuto finora nel canale).
- b) Deposito di Ottaviano;
- c) Il deposito di Ottaviano si interrompe lateralmente per lasciare posto ad un altro deposito di 20 cm poggiante anch'esso sul conglomerato e costituito da: litici angolosi, scorie e pomici grigio chiaro, dimensioni massime 1,5 cm, litici carbonatici dell'eruzione del 79 a. D .
- d) paleosuolo spesso 20 cm, sabbioso limoso marrone, con pomici millimetriche;
- e) formazione piroclastica del 472.

Stratigrafia E 45

- a) Deposito limoso spesso 50 cm, con pomici millimetriche;
- b) deposito piroclastico rimaneggiato spesso 30 cm, con pomici bianche e grigie (Avellino rimaneggiato);
- c) deposito piroclastico rimaneggiato in matrice limosa grigia in cui si riconoscono pomici grigie e scorie;
- d) suolo agrario con minute pomici policrome.

Stratigrafia E 46

In questa colonna stratigrafica, in sinistra orografica, si rinviene un altro affioramento trasversale al canale.

- a) deposito conglomeratico spesso 50 cm costituito da clasti calcareo dolomitici eterometrici (2-10 cm), subarrotondati, non a contatto tra loro e distribuiti caoticamente nella matrice sabbioso limosa di colore marrone. In questo deposito si rinviene una lente di pomici rimaneggiate, millimetriche, a rottura sono grigio scuro, microvacuolari;
- b) deposito spesso 30 cm, sabbioso limoso, marroncino, con clasti calcareo dolomitici sparsi, aventi dimensioni dai 3 ai 5 cm, a spigoli smussati; nella matrice si rinvencono anche pomici da millimetriche a centimetriche (max 2 cm) e scorie scure con cristalli scuri;
- c) deposito di pomici (da millimetriche a centimetriche) grigie. Si rinvencono anche litici carbonatici e litici vulcanici scuri. Lateralmente, questa lente di pomici, passa ad un deposito di clasti calcareo dolomitici

con matrice marrone, sabbioso limosa, la distribuzione dei clasti è caotica.

- d) deposito di circa 50 cm, sabbioso limoso, marroncino, contenente rari clasti calcareo dolomitici di massimo 10 cm, a spigoli smussati, pomice rimaneggiate della formazione di Avellino;
- e) formazione del 472 a.D. (Pollena);
- f) cumulo di frana del 5 maggio 1998 costituito da clasti calcareo dolomitici eterometrici (massimo 10 cm), sparsi in matrice sabbioso ghiaiosa con una minore frazione limosa, pomice millimetriche e pomice di massimo 3 cm.

Stratigrafia E 47

- a) Deposito piroclastico di Ottaviano che mostra una direzione di N 80°, immersione W 260°, inclinazione 18°. Lo spessore de deposito è di circa 1,50 m.
- b) Deposito *clast supported*, con spessore di 30 cm, costituito da clasti calcareo dolomitici di dimensioni variabili dai 3 ai 10 cm, a spigoli smussati e/o vivi. Si rinvengono, inoltre, clasti di materiale di riporto (pezzi di muratura in calce e frammenti di vasellame) su cui poggiano 10 cm del deposito di frana del 5 maggio 1998.

Sintesi stratigrafica e sedimentologica dell'area di glacis apicale: Località San Chirico-Trave (Tabella 5.2.3).

I dati esposti precedentemente, sono ubicati nella fascia apicale del glacis, nel settore di Episcopio, allo sbocco dei Valloni S. Chirico e Trave. Questa zona presenta acclività che va da 19° e 10° (cap. 4, figg. 4.2 e 4.5) ed è compresa tra le quote di circa 250 e 200 m s.l.m. a cui corrispondono rispettivamente: la rottura di pendenza del *mountain front* ed il passaggio con la fascia alta del glacis prossimale.

Per la sistemazione delle aree a rischio da colate di fango, è stato previsto, in questa zona, un approfondimento dei canali che solcano gli apici del glacis, che ha permesso di svolgere le osservazioni precedentemente descritte e di seguito sintetizzate.

L'intera successione locale qui rinvenuta è caratterizzata principalmente da alternanze di ghiaie carbonatiche e sabbie vulcanoclastiche.

I depositi vulcanici più antichi sono ascrivibili alla **Ignimbrite di Taurano**, che qui affiora con spessore di circa 3 metri, a cui seguono alcuni livelli a tessitura sabbiosa e alquanto rimaneggiati che appartengono probabilmente ad altri antichi flussi ignimbritici. I depositi da *fall* rinvenuti, provenienti dal Somma Vesuvio, sono quelli delle **eruzioni di Sarno e di Ottaviano**. Le successive eruzioni oloceniche si rinvengono invece solo in alcuni settori.

L'ignimbrite di Taurano (IT), si presenta molto alterata (**PE1**). Essa è costituita da pomice eterometriche (Φ max 1 cm) arrotondate, di colore giallo dovuto ad alterazione, ma che a rottura mostrano un colore grigio chiaro. Esse sono immerse in una matrice sabbiosa marrone chiaro, in cui si rinvengono abbondanti e minuti litici lavici di colore nero, che conferiscono, a luoghi, una colorazione grigia al deposito. Il contatto tra il flusso ed il litosoma sovrastante è di tipo erosivo (**EE1**).

In questa zona, il più antico litosoma sedimentario (**CE1**), poggiante sull'**IT**, è rappresentato da alternanze di livelli costituiti da clasti carbonatici eterometrici (Φ medio 5 cm, Φ max 20 cm), molto alterati, a contatto tra loro, ma con matrice limosa, debolmente sabbiosa [**GSL-m(c)**], di colore marrone e di natura piroclastica. Questo litosoma presenta anche

precipitazioni biancastre e livelli sabbioso limosi, di colore nocciola, contenenti sparsi clasti carbonatici (Φ max 20 cm) alterati, nonché pomici molto alterate e schiacciate per costipazione, insieme a precipitazioni biancastre [**SLG-c(c,p)**] (**PE2**). Questo litosoma presenta, verso l'alto, matrice di colore ocra rossastro con i clasti di piccole dimensioni (Φ 3-5 cm) angolari e quelli di dimensioni maggiori subangolari.

Direttamente sul **CE1** pedoggenzzato si rinviene il litosoma **CE2** che ha uno spessore di circa 3 metri ed è costituito dalla facies **GS-m(c)**; si tratta di una ghiaia clasto-sostenuta ad elementi carbonatici spigolosi, o appena smussati, la cui dimensione è di norma compresa tra 3 e 4 cm, ma con rari elementi fino a 10 cm circa. La matrice è a tratti sabbiosa di colore grigio ed a tratti limosa e di colore marrone chiaro. Verso l'alto questa unità presenta un livello di ghiaie subangolari più grossolane che ha spessore variabile tra 0.5 e 1 m e che presenta clasti fino a 40 cm di diametro immersi in una matrice sabbioso-limosa. Sempre nella parte sommitale di **CE2** si nota un notevole stato di alterazione chimica del deposito, con parziale disfacimento dei clasti e con brunificazione della matrice, il che indica una fase di esposizione e pedogenesi (**PE3**).

Il litosoma **CE2** è ammantato dalle piroclastiti dell'eruzione di **Sarno** (18.3000±150 yr B.P.) che si rinvencono in giacitura primaria, con spessore di circa 4 m. Al di sopra di questa unità piroclastica primaria seguono, in questa zona, dei livelli rimaneggiati (**CE3**) a stratificazione piano-parallela costituiti esclusivamente da elementi della stessa eruzione, pseudocementati da precipitazioni carbonatiche [**GS-pp(p,l)**]. Talora l'unità **CE3** ricopre direttamente **CE2**, attestando che l'eruzione di Sarno è stata erosa in corrispondenza di antichi canali, riempiti in seguito dal litosoma **CE3**.

Nella zona qui presa in esame, l'unità sedimentaria compresa tra le unità vulcaniche di Sarno (SA) e di Ottaviano (OT) comprende, oltre al citato litosoma **CE3**, il litosoma **CE4**, che è formato da circa 50 cm di ghiaie eterometriche a clasti carbonatici subangolari (Φ tra 3 e 4 cm; max 10 cm), prive di chiare strutture sedimentarie e con scarsa matrice sabbioso-limosa di colore marrone, alterata [petrofacies **SLG-m(c)**]. **CE4** presenta al top un fronte di alterazione (**PE4**).

Nella locale successione stratigrafica, segue l'unità piroclastica primaria dovuta alla **Eruzione di Ottaviano (OT; 8000 yr.B.P.)** con uno spessore di circa 80 cm, la quale si presenta troncata al top, ad indicare una fase erosiva (EE2). Tale fase erosiva è evidenziata anche dall'approfondirsi del Vallone Trave, che risulta poi colmato da depositi alluvionali recenti.

Il litosoma sedimentario (**CE7**) successivo alla messa in posto delle **piroclastiti di Ottaviano** è qui formato da circa 2 metri di limo sabbioso massivo, alterato (**PE5**), contenente pomice rimaneggiate sparse, dell'eruzione di Ottaviano, esternamente ingiallite e sparsi rari clasti carbonatici eterometrici (Φ di norma 4-5 cm ed eccezionalmente di 30 cm).

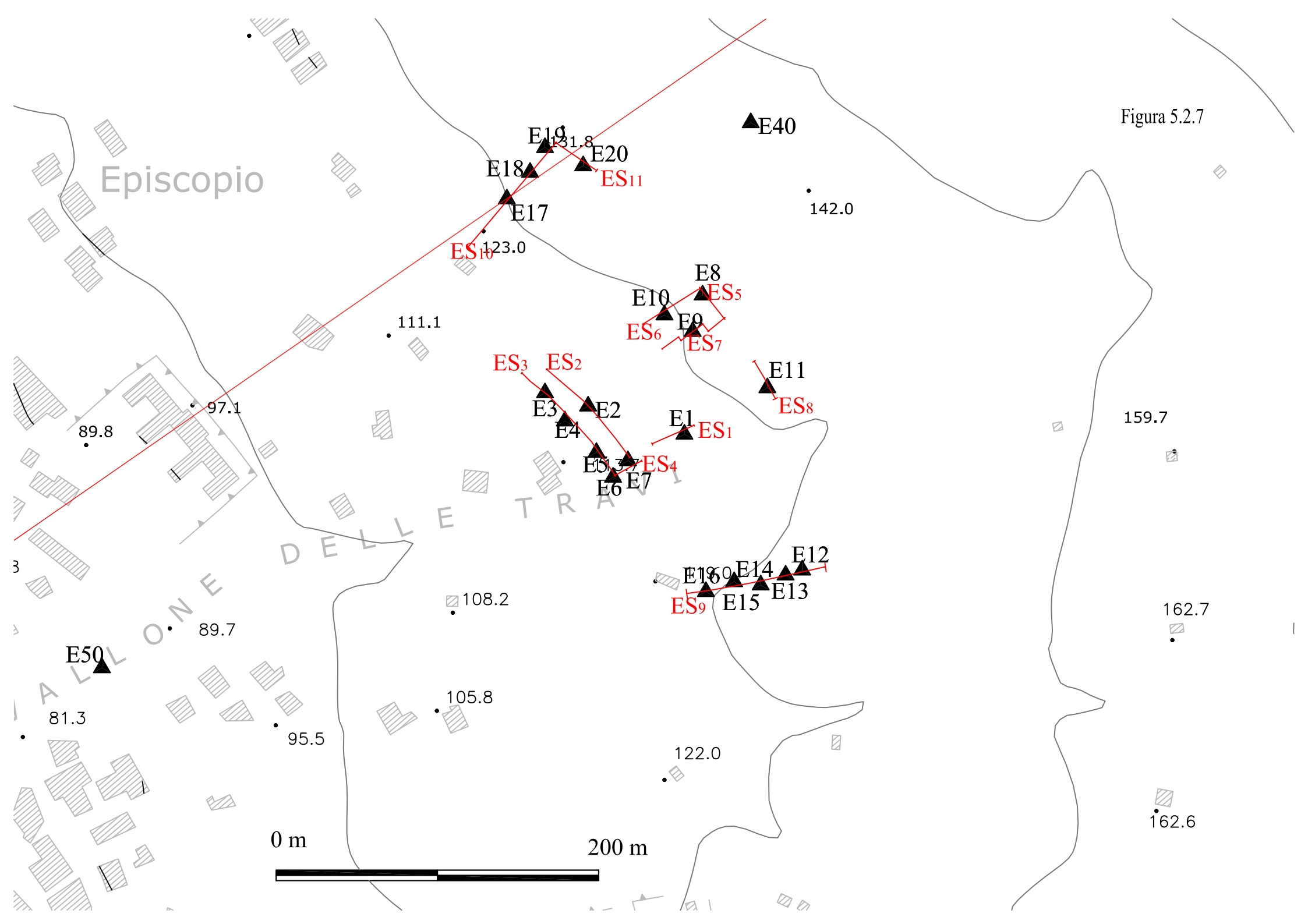
La locale successione è chiusa dal suolo attuale, spesso modificato da pratiche agricole, e, localmente, da circa 30 cm di depositi lasciati dagli eventi franosi del 5 maggio 1998 [**SGL-c(c,l,p)**].

Fascia apicale San Chirico Trave

Litosomi ed eruzioni	Petrofacies	Pedogenesi	Fasi erosive
Frana '98	SGL-m(c,l,p)		
CE6	LS-m(p,c)		
Pomici di Ottaviano			
CE4	SLG-m(c)	PE4	
CE3	GS-pc(p,l)		
Pomici di Sarno			
CE2	GS-m(c)	PE3	
CE1	GSL-m(c); SLG-m(c,p)	PE2	EE1
Ignimbrite di Taurano		PE1	

Tabella 5.2.3
Superfici di erosione —

Figura 5.2.7



Località Episcopio, scavo antropico per la Vasca Episcopio, area medio prossimale (figura 5.2.7).

Stratigrafia E1

Il primo taglio analizzato ha un'orientazione N 60° (ES1; foto 1). Dal basso verso l'alto si rinvergono i seguenti depositi:



Foto 13: Taglio ES1.



Foto 14: deposito vulcanico d e deposito sabbioso limoso e in cui si sono rinvenuti frammenti ceramici.

- a) Pomici dell'eruzione di Ottaviano (8000 B.P.) affiorante a luoghi per pochi cm.
- b) 0,50 m (questo spessore non è costante lungo tutto l'affioramento) deposito rimaneggiato in cui si rinvergono abbondanti pomici

- dell'eruzione di Avellino, eterometriche, a contatto, con matrice limo sabbiosa di colore marrone tendente al rossiccio.
- c) 0,05-0,06 m deposito costituito da pomici poco rimaneggiate, di piccole dimensioni, eterometriche (Φ 0,2 – 0,5 cm, molo raramente raggiunge un cm). Tali pomici si presentano ingiallite.
 - d) 0,20-0,30 m deposito vulcanico in cui si distinguono livelli cineritici semi litoidi e livelli sabbiosi (foto 2 e 3).
 - e) 0,50 m deposito sabbioso limoso giallo, a luoghi grigio, ricco in pomici minute (Φ 0,2-0,3 cm); in questo deposito si rinvencono diversi frammenti di piastre e di ceramica d'impasto preistorica ascrivibili al Bronzo Medio-Recente (comunicazione verbale dr. Archeologo Domenico Camardo); i frammenti si rinvencono spesso in posizione orizzontale. Il deposito passa in maniera irregolare ad un deposito grigio molto scuro spesso circa 10 cm (foto 4).
 - f) 10 cm deposito sabbioso limoso di colore grigio scuro (foto 4).
 - g) A contatto irregolare col deposito sottostante, si rinviene un deposito spesso tra 0,50 e 0,80 m costituito da pomici eterometriche (Φ 0,2-0,3 cm) la cui natura è la stessa del deposito c sottostante, a luoghi si rinvencono pomici di dimensioni maggiori che a rottura si presentano grigie, tali pomici appartengono all'eruzione del 79 a.D. Sono presenti anche rare pomici dell'eruzione di Ottaviano. La matrice è sabbiosa, a luoghi limosa, nei primi 15 cm si presenta grigia, passando verso l'alto assume una colorazione giallina (marrone chiaro se umida).La disposizione delle pomici è caotica, e non mostrano alcuna gradazione, è possibile però distinguere dei livelli stratoidi in ognuno dei quali tuttavia non si riconosce nessuna struttura.
 - h) Contatto irregolare, 0,20 m deposito costituito da litici e pomici di colore grigio scuro, si tratta dell'eruzione del 472 a. D. Il deposito è privo di matrice, ma potrebbe aver subito un leggero rimaneggiamento, perché non mostra le caratteristiche di posizione primaria.

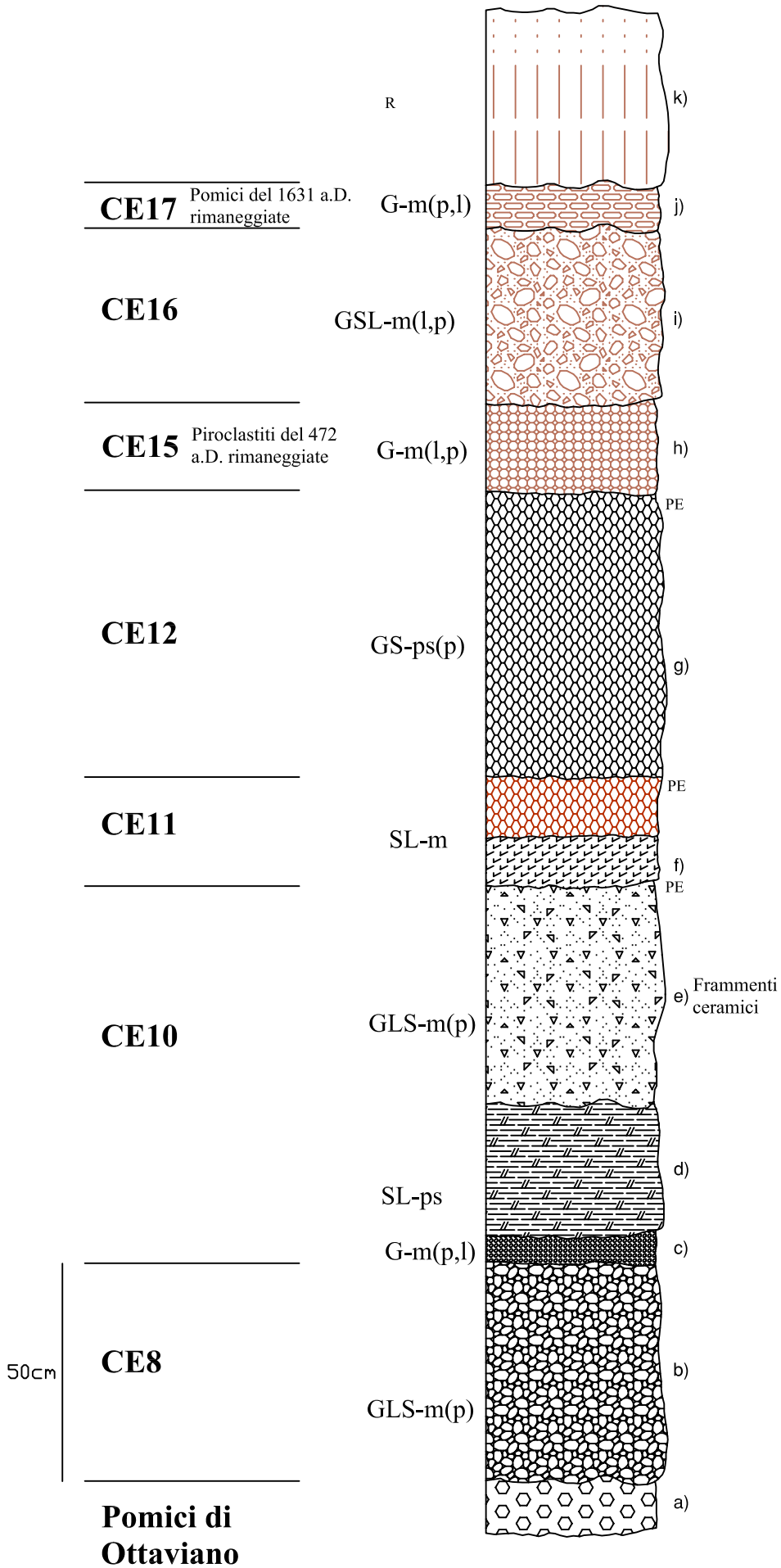




Foto 15: dettaglio del livello litoide della foto 2



Foto 16: frammento di una piastra risalente all'età del Bronzo medio - recente.

- i) Spessore variabile intorno a 0,40 cm, deposito ricco in clasti del 472, disposti in maniera caotica, con matrice marrone chiaro (se asciutta si presenta gialla).
- j) 0,10 m deposito costituito da pomici minute appartenenti all'eruzione del 1631, non si rinviene matrice, ma le pomici si presentano rimaneggiate.
- k) 0,40 m riporto (frane 5-6 maggio 1998).

Il fronte del secondo taglio analizzato presenta direzione N150 (taglio ES2 su carta). Dal basso verso l'alto si rinvergono i seguenti depositi:

Stratigrafia E2

- a) pochi cm affioranti della formazione di Ottaviano, in giacitura primaria.
- b) 0,30 m deposito limo-sabbioso, marrone, con pomici della formazione di Ottaviano sparse. La porzione bassa del deposito mostra più abbondanza di pomici.
- c) 0,20 m deposito costituito da limo sabbioso marrone chiaro, con abbondanti pomici eterometriche (Φ da 0,5 a max 6 cm), a contatto tra

loto, che a rottura si presentano grigie o bianche, vacuolari, da attribuire alla formazione piroclastica di Avellino, rimaneggiata.

- d) 0,15 cm deposito vulcanico, grigio, sabbioso ghiaioso, la porzione ghiaiosa è costituita da pomici di colore grigio scuro (Φ 0,3 cm) che si concentrano maggiormente nella porzione centrale del deposito. Verso l'altro il deposito diventa sabbioso limoso.
- e) 0,10-0,15 cm deposito limo sabbioso. litoide grigio, discontinuo.
- f) 0,50 m deposito limo sabbioso di colore grigio, in cui si rinvencono alcuni frammenti di impasto, di ceramica comune ellenistica e alcuni frammenti di "skyphos" (coppa) a vernice nera, e frammenti di ceramica "campana A" del III-II sec. a.C. (comunicazione verbale dott. Archeologo Domenico Camardo). Sono inoltre presenti aggregati sabbiosi di colore grigio.
- g) 0,20 cm deposito sabbioso ghiaioso (Φ tra 0,2 e 0,3 cm) di colore marrone, la porzione più grossolana è costituita da pomici.
- h) spessore variabile tra 0,10 e 0,15 m deposito costituito prevalentemente da litici vulcanici eterometrici (Φ 0,5- max 4 cm) privo di matrice. Il deposito è attribuibile alla formazione piroclastica del 472 a.D., rimaneggiata perché non presenta le caratteristiche di giacitura primaria.
- i) 0,20 m circa deposito costituito da liti vulcanici appartenenti alla formazione piroclastica del 472 a.D. con matrice sabbioso limosa, di colore marrone.
- j) Circa 0,10 m deposito costituito da pomici di piccole dimensioni (Φ medio 0,5 cm) appartenenti alla formazione piroclastica del 1631 a.D., rimaneggiate ma senza matrice.

Il fronte del terzo taglio analizzato presenta direzione NNW-SSE (ES3).

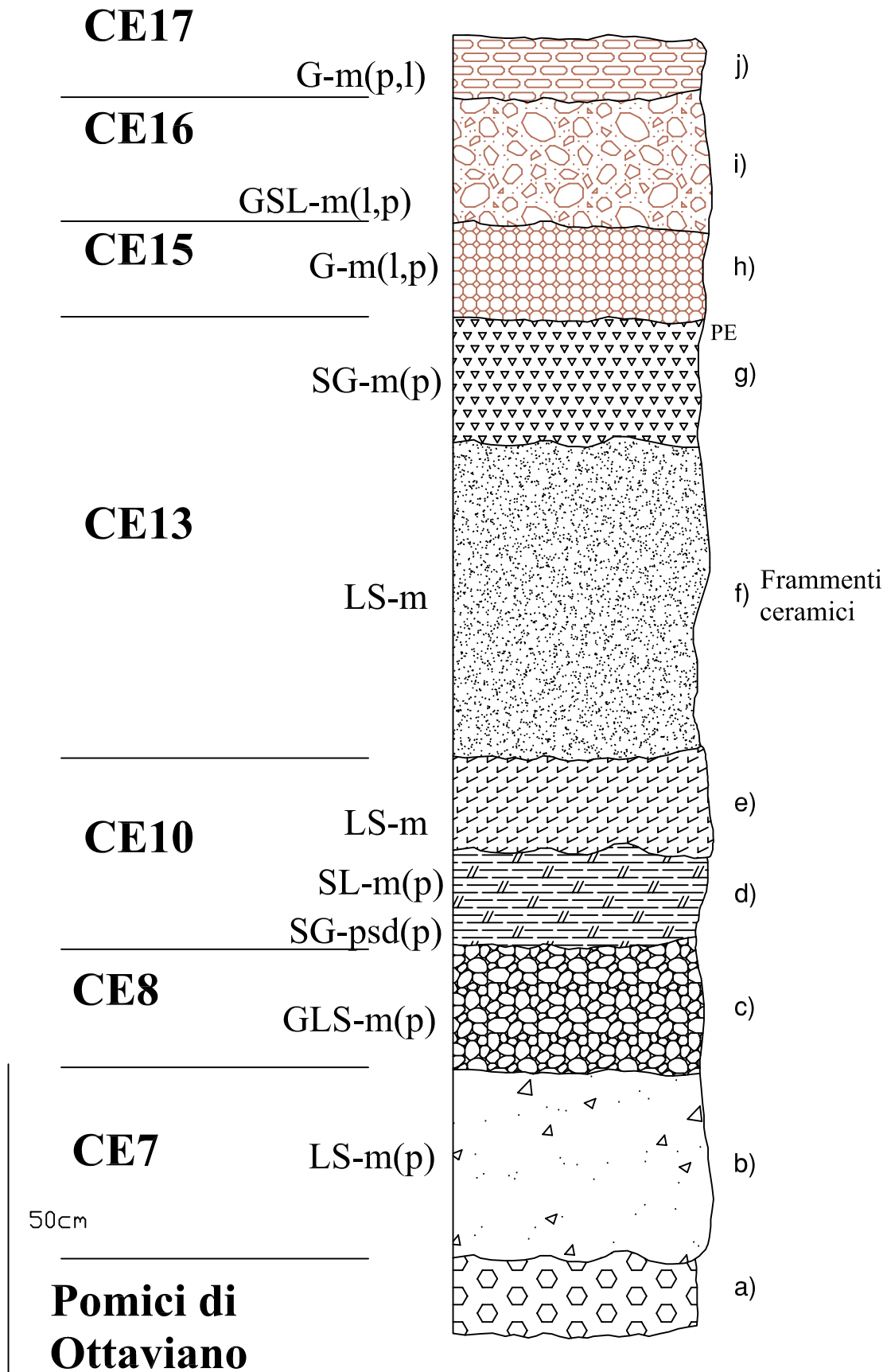




Foto 5: Taglio ES3 con orientazione NNW-SSE

Stratigrafia E3

Dal basso verso l'alto si rinvencono i seguenti depositi:

- a) Affioranti 10 cm: deposito marrone scuro limoso leggermente sabbioso, molto umido, con pomice minute arrotondate appartenenti all'eruzione di Ottaviano.
- b) 30 cm: deposito costituito da pomice grigie (Φ max 4 cm), pomice bianche (Φ max 3 cm), litici lavici (Φ max 1 cm), prodotti dell'eruzione di Avellino; si rinvencono, inoltre, rari clasti carbonatici molto alterati (Φ max 10 cm). La matrice del deposito è limo sabbiosa marrone Foto 6. Le pomice hanno una blanda gradazione diretta. Questo deposito passa a quello superiore in maniera irregolare.



Foto 6:

- c) 20 cm: deposito sabbioso limoso marrone, con pomici minute che prevalgono su quelle più grossolane (Φ max 1cm). Si rinvencono sia pomici grigie che bianche (al taglio), ma risulta difficile attribuirle ad un'eruzione in particolare, perché molto piccole e rimaneggiate. Inoltre il contenuto in pomici è nettamente inferiore a quello del deposito sottostante. Nel deposito si rinvencono rari clasti calcarei alterati (che si sfarinano, Φ max 5 cm) e diversi frammenti di piastre e ceramica d'impasto preistorica (probabilmente risalenti al bronzo medio-recente, comunicazione verbale dr. Archeologo Domenico Camardo). Foto 7. Anche questo deposito passa al sovrastante in maniera irregolare.
- d) 20 cm: deposito sabbioso costituito essenzialmente da minute pomici grigio scuro e lapilli. La porzione inferiore del deposito è francamente sabbiosa, mentre quella superiore è debolmente limosa ed assume una colorazione tendente al marrone. Foto 8. Il passaggio al livello superiore avviene in maniera irregolare.
- e) 25-20 cm: deposito grigio scuro limo sabbioso, addensato, che risalta per morfoselezione. Nel deposito sono disseminate pomici grigio scuro, alterate. Foto 9. Il passaggio al deposito sovrastante è netto ma irregolare.
- f) 45 cm: deposito sabbioso limoso ricco in minute pomici di cui non è stato possibile definirne l'età. Si rinvencono cristalli di biotite disseminati, nonché pomici grigie e bianche (Φ max 2 cm) probabilmente provenienti dalla formazione delle pomici di Avellino o del 79 a.D. Si

rinvengono anche litici vulcanici scuri. Questo deposito si presenta grigio nella porzione basale e marrone in quella sommitale (fronte di umificazione). Foto 10.



Foto 7: deposito b della stratigrafia E3; sono evidenti i clasti carbonatici e le pomici.



Foto 8:

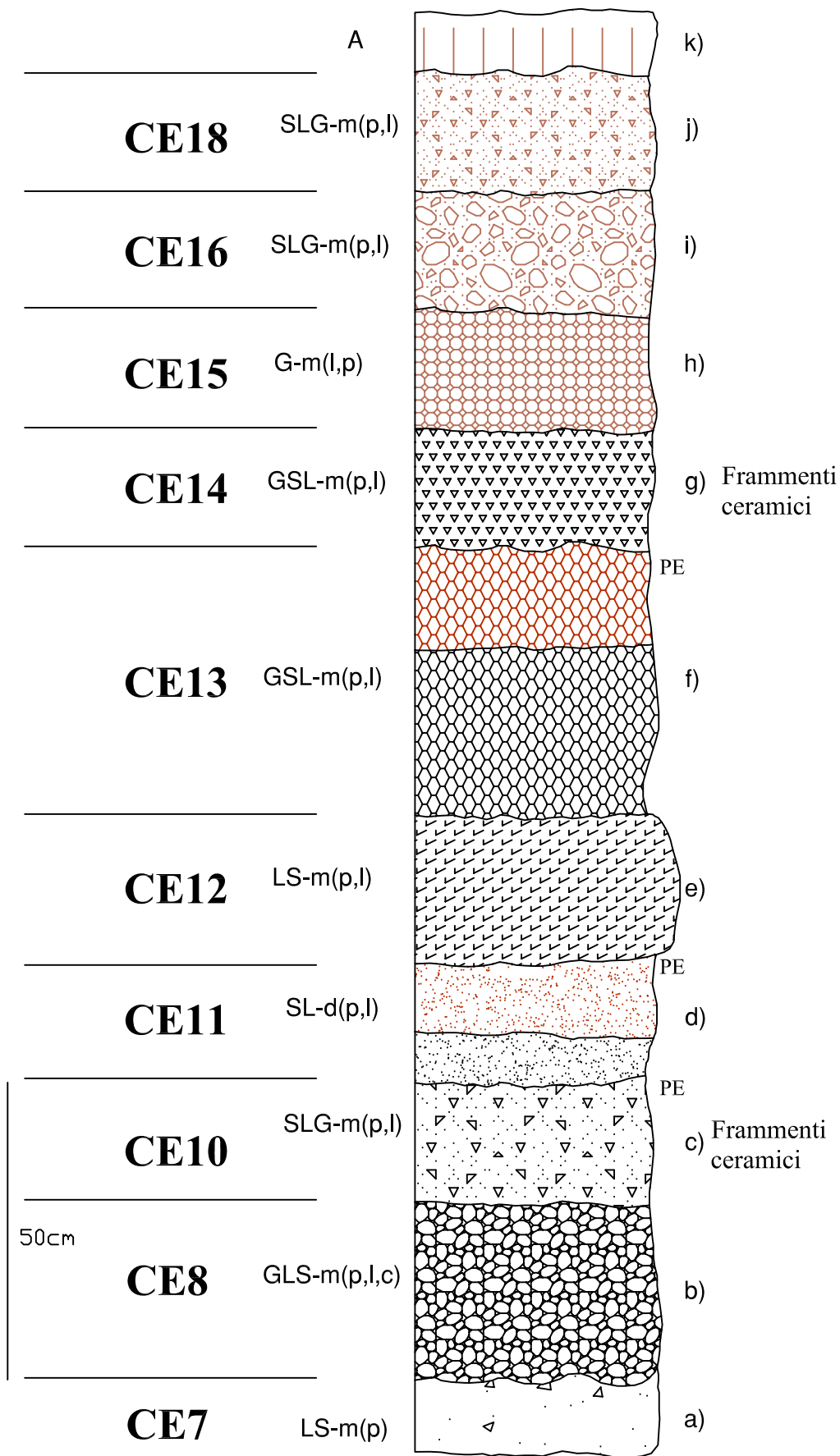


Foto 9

- g) 20 cm: deposito marrone a matrice sabbioso limosa, ricco in pomici bianche e grigie (Φ max 1 cm), si rinvencono anche litici vulcanici (Φ max 1 cm) e cristalli di pirosseno, clasti calcarei rari ed alterati; disperse nel deposito si trovano anche scorie vulcaniche violacee. Infine si rinvencono anche diversi frammenti ceramici. Foto 11.
- h) 20 cm : deposito vulcanoclastico con elementi del 472 a.D., ma senza matrice. La base del deposito (circa 5 cm) si presenta pseudo cementata. Il passaggio al deposito sovrastante è irregolare. Foto 12.



Foto 10



- i) 20 cm: deposito sabbioso limoso, marrone, ricco in elementi dell'eruzione del 472 a. D. Superiormente passa, in maniera irregolare al deposito del 1631 rimaneggiato, molto prossimo al piano di calpestio (arato).

Stratigrafia E4:

- a) 0,50 m deposito vulcanoclastico con elementi della formazione di Avellino, come i precedenti.
- b) 0,15-0,20 m deposito limo-sabbioso addensato, di colore grigio contenente rare e minute pomice che al taglio si presentano bianche.
- c) 0,15 m deposito sabbioso limoso, marrone, con pomice minute che prevalgono su quelle più grossolane (Φ max 1 cm). Si rinvencono sia pomice grigie che bianche (al taglio), ma, ad occhio nudo, risulta difficile attribuirle ad un'eruzione in particolare, perché molto piccole e rimaneggiate. Inoltre il contenuto in pomice è nettamente inferiore a quello del deposito sottostante. Nel deposito si rinvencono rari clasti calcarei alterati (che si sfarinano, Φ max 5 cm) e diversi frammenti di piastre e ceramica d'impasto preistorica (probabilmente risalenti al bronzo medio-recente, comunicazione verbale dott. archeologo Domenico Camardo). Foto 7 e 8. Anche questo deposito passa al sovrastante in maniera irregolare.
- d) 0,20 m: deposito sabbioso costituito essenzialmente da minute pomice grigio scuro e lapilli. La porzione inferiore del deposito è francamente sabbiosa, mentre quella superiore è debolmente limosa ed assume una colorazione tendente al marrone. Foto 8. Il passaggio al livello superiore avviene in maniera irregolare.
- e) 0,20 m: deposito grigio scuro limo sabbioso, addensato, che risalta per morfoselezione. Nel deposito sono disseminate pomice grigio scuro, alterate. Foto 9. Il passaggio al deposito sovrastante è netto ma irregolare.
- f) 0,20-0,25 m: deposito sabbioso limoso ricco in minute pomice di cui non è stato possibile definirne l'età. Si rinvencono cristalli di biotite disseminati, nonché pomice grigie e bianche (Φ max 2 cm)

probabilmente provenienti dalla formazione delle pomici di Avellino; si rinvencono anche litici vulcanici scuri. Questo deposito si presenta grigio nella porzione basale e marrone al top (fronte di umificazione).
Foto 10.

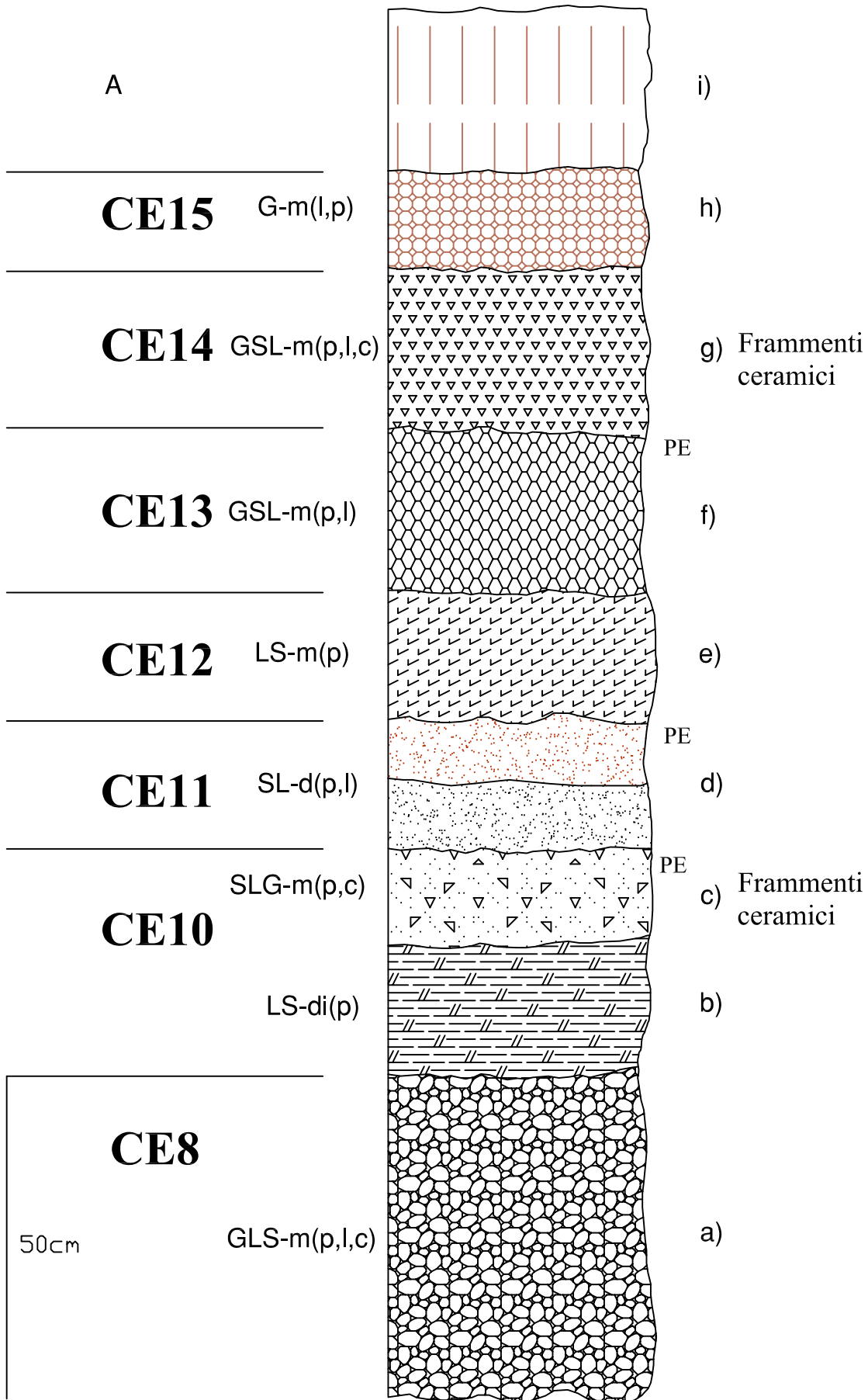


Foto 11



Foto 12

- g) 0,20-0,25 m: deposito marrone a matrice sabbioso limosa, ricco in pomici bianche e grigie (Φ max 1 cm), si rinvencono anche litici vulcanici (Φ max 1 cm) e cristalli di pirosseno, clasti calcarei rari ed alterati; disperse



nel deposito si trovano anche scorie vulcaniche violacee. Infine si rinvencono anche diversi frammenti ceramici (campione busta bianca). Foto 11. (Le pomice potrebbero appartenere all'eruzione del 79 a.D. ?). Si rinviene anche un clasto carbonatico avente diametro di circa 10 cm.

h) 0,15 m: deposito vulcanoclastico con elementi del 472 a.D., ma senza matrice. La base del deposito (circa 5 cm) si presenta pseudo cementata. Il passaggio al deposito sovrastante è irregolare. Foto 12.

Stratigrafia E5

a) 0,15 m affioranti: deposito marrone scuro limoso leggermente sabbioso, molto umido, con pomice minute arrotondate appartenenti all'eruzione di Ottaviano.

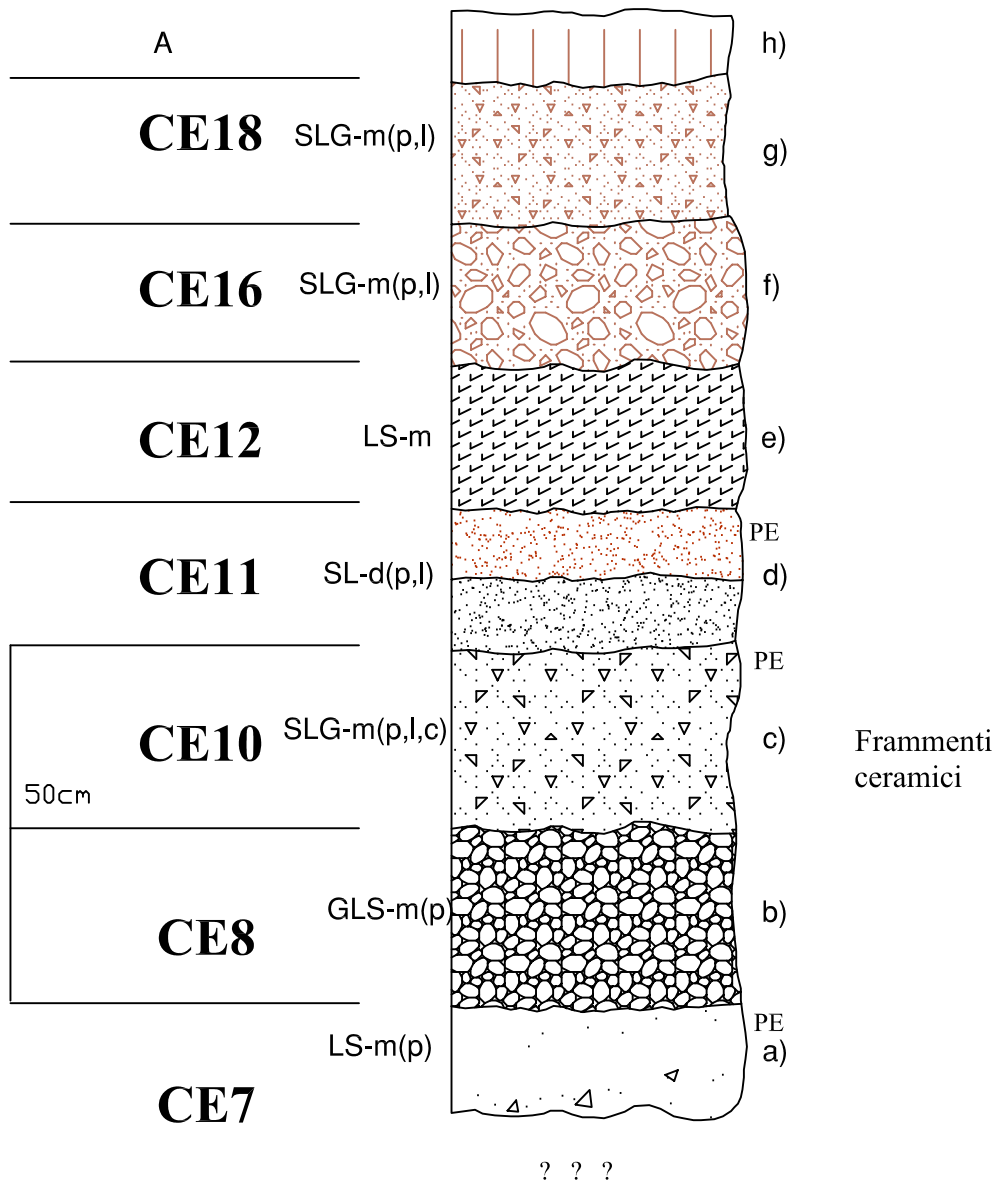
b) 0,25 m: deposito vulcanoclastico con elementi rimaneggiati della formazione di Avellino.

c) 0,25 m deposito sabbioso limoso, marrone, con pomice minute che prevalgono su quelle più grossolane (Φ max 1 cm). Si rinvencono sia pomice grigie che bianche (al taglio), ma, ad occhio nudo, risulta difficile attribuirle ad un'eruzione in particolare, perché molto piccole e rimaneggiate. Inoltre il contenuto in pomice è nettamente inferiore a quello del deposito sottostante. Nel deposito si rinvencono rari clasti calcarei alterati (che si sfarinano, Φ max 5 cm) e diversi frammenti di piastre e ceramica d'impasto preistorica (probabilmente risalenti al bronzo medio-recente, comunicazione verbale Camardo). Anche questo deposito passa al sovrastante in maniera irregolare.

d) 0,20 m: deposito sabbioso costituito essenzialmente da minute pomice grigio scuro e lapilli. La porzione inferiore del deposito è francamente sabbiosa, mentre quella superiore è debolmente limosa ed assume una colorazione tendente al marrone. Il passaggio al livello superiore avviene in maniera irregolare.

e) 0,20 m: deposito grigio scuro limo sabbioso, addensato, che risalta per morfoselezione. Nel deposito sono disseminate pomice grigio scuro, alterate. Il passaggio al deposito sovrastante è netto ma irregolare.

Stratigrafia E5

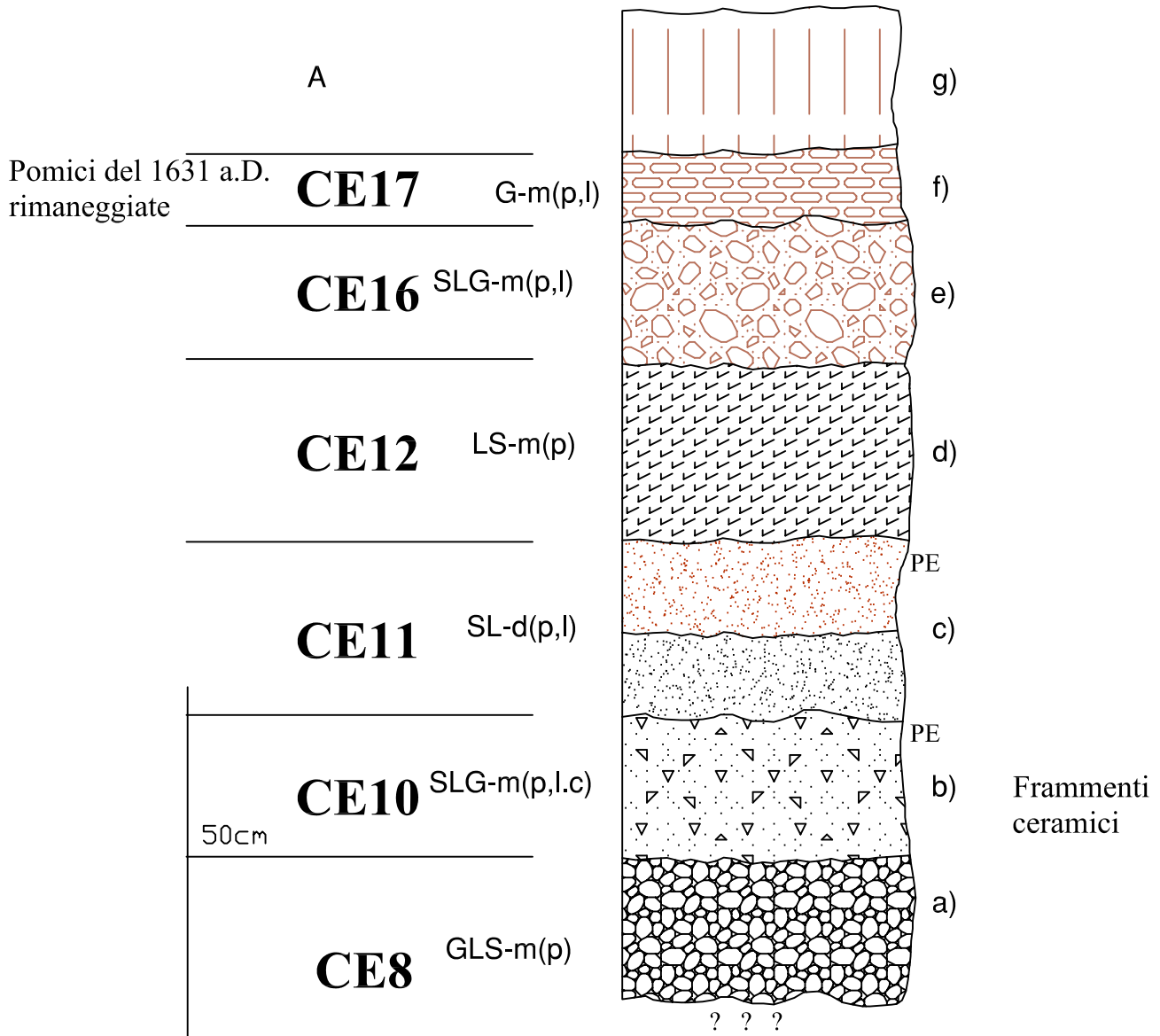


- f) 20 cm: deposito sabbioso limoso, marrone, ricco in elementi dell'eruzione del 472 a. D.
- g) Superiormente passa, in maniera irregolare al deposito del 1631 rimaneggiato, molto prossimo al piano di calpestio (arato).

Stratigrafia E6:

- a) 0,20 m circa: deposito vulcanoclastico con elementi della formazione di Avellino, affiorante.
- b) 0,20 m: deposito sabbioso limoso, marrone, con pomici minute che prevalgono su quelle più grossolane (Φ max 1 cm). Si rinvencono sia pomici grigie che bianche (al taglio), ma, ad occhio nudo, risulta difficile attribuirle ad un'eruzione in particolare, perché molto piccole e rimaneggiate. Inoltre il contenuto in pomici è nettamente inferiore a quello del deposito sottostante. Nel deposito si rinvencono rari clasti calcarei alterati (che si sfarinano, Φ max 5 cm) e diversi frammenti di piastre e ceramica d'impasto preistorica (probabilmente risalenti al bronzo medio-recente, comunicazione verbale Camardo). Foto 35. Anche questo deposito passa al sovrastante in maniera irregolare.
- c) 0,25 m deposito sabbioso costituito essenzialmente da minute pomici grigio scuro e lapilli. La porzione inferiore del deposito è francamente sabbiosa, mentre quella superiore è debolmente limosa ed assume una colorazione tendente al marrone. Il passaggio al livello superiore avviene in maniera irregolare.
- d) 0,20-0,25 m deposito grigio scuro limo sabbioso, addensato, che risalta per morfoselezione. Nel deposito sono disseminate pomici grigio scuro, alterate. Foto 37. Il passaggio al deposito sovrastante è netto ma irregolare.
- e) 0,20 m deposito sabbioso limoso, marrone ricco in elementi dell'eruzione del 472 a.D.
- f) 0,10 m circa. Deposito vulcanoclastico del 1631 a.D. il deposito si presenta privo di matrice, ma non mostra le caratteristiche di giacitura primaria. Verso l'alto si passa al suolo agrario.

Stratigrafia E6



La *stratigrafia E7* è identica alla *E6*.

Si nota, che la continuità di tali depositi è interrotta da diverse incisioni di seguito descritte.

Tra le sezioni E6 ed E7, al top del deposito c (ultima fase delle eruzioni protostoriche a Sarno), si osserva, nell'incisione (foto 13), dal basso verso l'alto:

- i. livello di 0,15-0,20 m ricco in pomice eterometriche che al taglio si presentano verdastre e dense (472?), numerosi litici lavici scuri, con matrice sabbioso limosa di colore marrone.
- ii. Livello di 0,60 m con abbondanti pomice eterometriche grigio verdi, sia dense (472?) che vacuolari; le pomice minute sono prevalenti, si rinvencono anche litici vulcanici scuri. La matrice è sabbioso limosa di colore grigio.

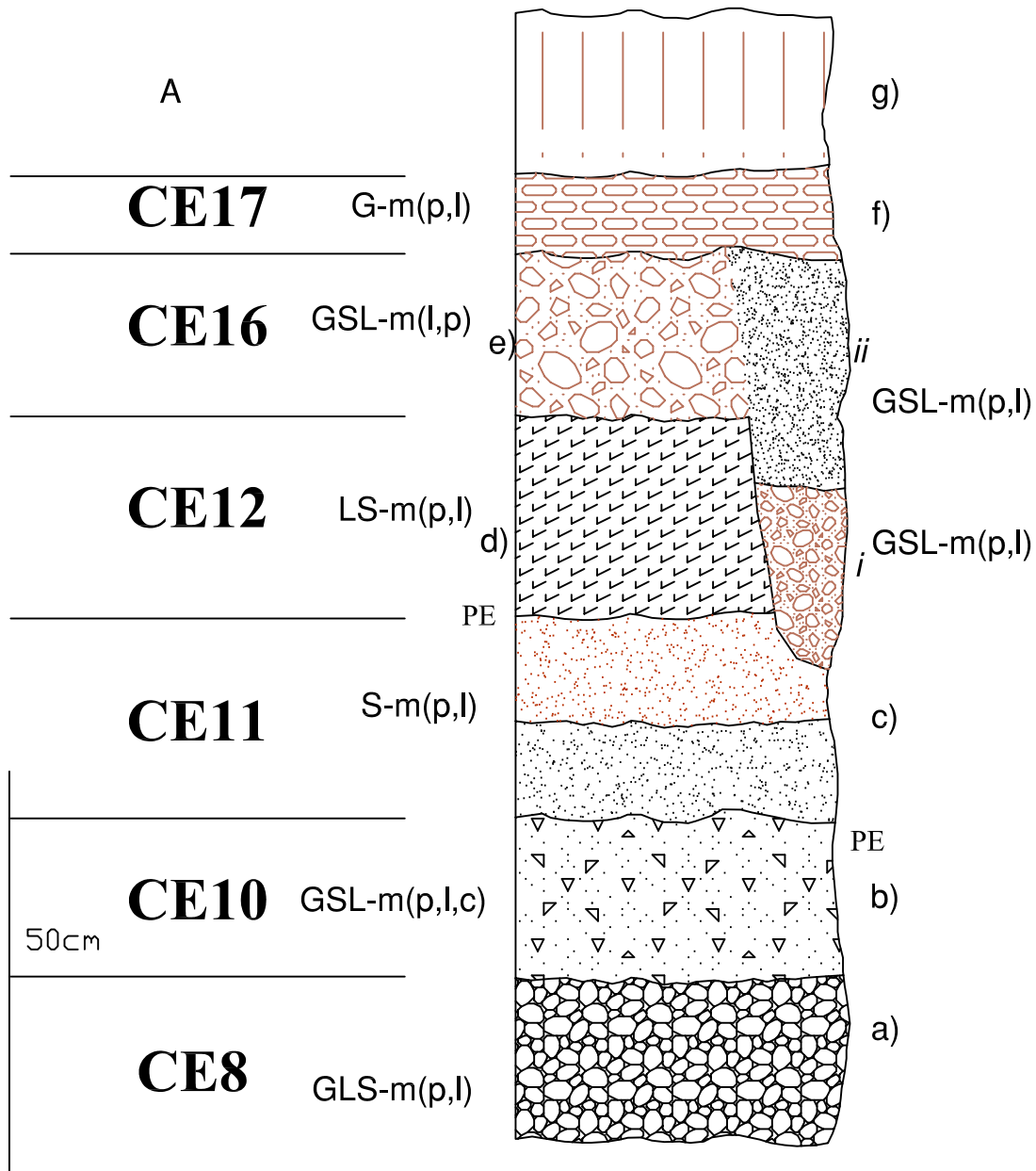


Foto 13

L'incisione ha una forma svasata, con un letto largo circa 0,50 m e il tetto largo circa 1 m.

Tra le sezioni E4 e E5 si rinvencono altre due incisioni; la prima, più piccola e asimmetrica, è profonda circa 1 m ed il suo letto è largo circa 0,40 m e si imposta nel deposito 3 (porzione basale delle protostoriche), il top è

Stratigrafia E7



???

largo circa 1,5 m. Il riempimento di questo canale è caratterizzato da numerosissime pomice eterometriche che al taglio si presentano grigio verdi, dense e altrettanti litici vulcanici scuri. I fianchi di questo canale sono asimmetrici.

Nei pressi della sezione E5 si rinviene il secondo gully (foto 14). Il letto di questa incisione è largo 2,40 m e si imposta sul top del deposito a, il tetto invece ha una larghezza di 3,40 m.

Dopo l'affioramento E5 si rinviene un'ulteriore incisione sigillata dal 1631.

Lungo il taglio ES5 è possibile osservare alcune incisioni nelle pomice della formazione di Ottaviano; la più grande è larga circa 1 m e profonda circa 0,90 m ed è colmata dai seguenti depositi: Foto 15

Stratigrafia E8

- a) 0,40 m deposito costituito da: pomice di Ottaviano rimaneggiate (Φ medio 0,5 cm con svariate pomice aventi Φ max 1-1,5 cm); nella porzione basale del deposito, le pomice si trovano in una matrice sabbioso limosa, giallo ocra, gli ultimi 0,15 m del deposito presentano una matrice di colore marrone scuro tendente al grigio (dovuta molto probabilmente alla maggior presenza di litici vulcanici minuti (lapilli). Si rinviene anche un aggregato di sabbia vulcanica di colore grigio avente Φ max di 10 cm. Sono presenti, inoltre, clasti carbonatici provenienti dal substrato, eterometrici (Φ 3- 12 cm); i clasti di grandi dimensioni si presentano smussati e molto alterati, quelli piccoli hanno spigoli vivi sebbene alterati.
- b) 0,10 m: deposito con caratteristiche molto simili a quello sottostante, ma con matrice marrone scuro. Si rinvengono due tipi di aggregati (Φ circa 8 cm): limo sabbiosi di colore marrone e pseudolitoidi in cui si osservano anche pomice e litici vulcanici di piccole dimensioni.



Foto 14

- c)* 0,20 m: deposito costituito da lenti di pomici prive di matrice, alternate a livelli con caratteristiche simili ai depositi sottostanti, ma privi di aggregati.
- d)* 0,20 m pomici rimaneggiate (Φ circa 0,3 cm) con matrice sabbiosa marrone, in quantità inferiore rispetto ai depositi sottostanti. Sono presenti clasti carbonatici distribuiti in maniera caotica. Anche qui sono presenti aggregati limo-sabbiosi marroni, con pomici rimaneggiate di Ottaviano sparse ed aggregati semilitoidi come nel deposito b.
- e)* 0,10 m pomici di Ottaviano (Φ max 1 cm) con poca matrice sabbioso limosa e clasti carbonatici (Φ max 5 cm, raramente > 20 cm) subangolari, distribuiti caoticamente.
- f)* 0,40 m: deposito marrone scuro, sabbioso limoso, molto addensato, con pomici di Ottaviano disseminate e rimaneggiate, frequenti clasti carbonatici eterometrici, subangolari, con distribuzione caotica e non a contatto tra loro. Sono inoltre presenti “tasche” di limo marrone chiaro con all’interno pomici molto arrotondate 8Φ circa 1 mm). Foto 16.



Foto 15

Spostandosi lungo il taglio ES6 dello scavo si rinviene un'altra incisione posta a circa 5 m più a valle della precedente. (Foto 17). Questa incisione mostra una forma svasata, e si trova interamente nella formazione di Ottaviano; il fianco di monte è inclinato di circa 40° , quello di valle di 30° .

Il riempimento di questo canale mostra discontinuità laterali.

E' possibile distinguere almeno tre fasi di riempimento del canale:



Foto 16



Foto 17:

Stratigrafia E9

Riempimento 1

- a) La porzione basale di questo deposito è spessa 0,25-0,30 m ed è costituita da pomici di Ottaviano (Φ medio 1-2 cm) in matrice limo sabbiosa, con bande di colore marrone e grigie, molto coerente.
- b) Superiormente si passa, in maniera netta a 0,05 m di pomici di Ottaviano, rimaneggiate, ma prive di matrice e ricche in lapilli.
- c) 0,10-0,15 m deposito costituito da pomici in matrice scura, sabbioso limosa, sono presenti anche pomici grigie, litici vulcanici scuri (Φ 1 cm) e clasti carbonatici (Φ 5 cm).
- d) 0,10 m pomici rimaneggiate prive di matrice e livello scuro sabbioso limoso.

(Foto 18).

Riempimento 2

Alternanza di lenti centimetriche (max 20 cm), costituite da lapillo scuro e pomici minute (Φ max 0,5 cm, generalmente 0,2 cm), arrotondate; queste sono alternate a livelli di circa 10 cm di pomici di Ottaviano,

arrotondate (Φ max 2 cm, med 1,5 cm), con matrice limosa marrone (Foto 19).



Foto 18

Riempimento 3

- a) 0,15 m: deposito sabbioso limoso, giallo ocra, ricco in pomici di Ottaviano, generalmente piccole (Φ max 1 cm) arrotondate.
- b) 0,20 cm deposito costituito da pomici di Ottaviano in matrice sabbioso limosa, grigia, le pomici hanno caratteristiche simili a quelle del deposito sottostante, ma sono più abbondanti.
- c) 0,15 m pomici di Ottaviano aventi le stesse caratteristiche di quelle del deposito sottostante, la matrice è sabbiosa, di colore giallo.
- d) 0,40 m: pomici di Ottaviano rimaneggiate con strutture trattive (presenti in tutti e tre i riempimenti, ma qui più evidenti. A luoghi si rinviene poca matrice sabbioso limosa, marrone, e aggregati compatti, caratterizzati da pomici (Φ 0,5 cm) grigie e bianche a matrice sabbioso limosa di colore variabile tra il grigio e marrone. Sono presenti anche litici vulcanici. A luoghi si rinvencono anche lenti limose di colore marrone chiaro con pomici di Ottaviano rimaneggiate (Φ 0,5-1 cm).



Foto 19

Lungo il taglio E10, 10 m più a valle dell'incisione appena descritta, si rinviene un altro canale inciso in Ottaviano.

Il riempimento di questa incisione è caratterizzato da:

Alternanze di sabbie e ghiaie vulcaniche (litici vulcanici), a luoghi anche pseudo-litoidi, rari clasti carbonatici aventi asse maggiore ortogonale alle linee di flusso. Ciò si alterna a pomici di Ottaviano con matrice marrone semilitoide.

I riempimenti dei solchi sopra descritti, sono da ricondurre ad episodi attuali.

Taglio ES7

In prossimità del Vallone Trave di sinistra, porzione di monte della vasca, si rinviene un impluvio che incide completamente le pomici di

Ottaviano fino ad intaccare, col suo letto, il paleosuolo del conoide antico. Il canale ha una forma svasata ad U molto ampia, è largo circa 7 m ed è profondo circa 1,5 m. Si nota inoltre una convergenza della superficie del conoide sotto Ottaviano, verso l'asse di questo impluvio, a testimonianza di un precedente impluvio o di una precedente depressione. (Foto 20 e 21).



Foto 20



Foto 21

Stratigrafia E11

Dal basso verso l'alto si rinvengono:

- a) alcuni dm affioranti, di conoide costituito da clasti calcareo dolomitici, eterometrici (Φ 2 cm, ma se ne rinvengono diversi anche di 30 cm), è presenta matrice giallo ocra sabbiosa, i clasti sono contatto tra loro (Foto 22).
- b) 0,40 m: deposito sabbioso limoso, marrone con pomice bianche arrotondate (Φ circa 0,5 cm), molto frequenti. Il deposito è pedogenizzato.
- c) Deposito piroclastico della formazione di Ottaviano, in giacitura primaria, con spessore variabile, perché eroso superiormente dal canale sopra descritto.

Descrizione del riempimento del canale.

Porzione centrale, dal basso verso l'alto:

- a) 0,50 m litici vulcanici scuri (Φ 0,5-1 cm), clasti calcarei eterometrici (Φ fino a 15 cm), a spigoli molto smussati. Si rinvengono anche frammenti di cristalli (pirosseno e sanidino), pomice chiare microvacuolari, litici carbonatici cotti, scorie scure (Φ 2-3 cm) e scorie arrossate (Φ 1 cm). La percentuale di litici vulcanici è elevata. La matrice è sabbiosa di colore grigio. In generale, i clasti (sia vulcanici che carbonatici) sono in contatto e costituiscono la porzione ghiaiosa del deposito; Il deposito mostra blande strutture trattive (Foto 23). In generale i clasti calcarei di dimensioni maggiori presentano l'asse maggiore parallelo all'asse del canale. Superiormente si passa, in maniera irregolare al deposito b.
- b) 0,60 m: deposito limo sabbioso marrone chiaro, con pomice di Ottaviano sub arrotondate, pomice grigie e bianche (Φ medio 1-1,5 cm, probabilmente provenienti dalla formazione di Avellino), litici vulcanici. Si rinvengono a luoghi clasti calcarei alterati, eterometrici (Φ dai 2 a max 20 cm). Le pomice sono a contatto tra loro; l'asse maggiore dei clasti carbonatici è disposto secondo l'asse dell'impluvio. Tale deposito

a luoghi mostra una maggiore presenza di matrice rispetto al contenuto in pomici (Foto 24).



Foto 22



Foto 23

- c) Superiormente si passa a lenti di pomici (Φ medio circa 3mm, Φ max 1 cm), che al taglio si presentano sia grigie che bianche, microvacuolari, la superficie esterna è irregolare, sono presenti anche abbondanti litici lavici minuscoli (lapilli) foto 24.
- d) 0,20-0,30 m deposito vulcanoclastico sabbioso (Foto 24 e 25), compatto per i primi 10 cm, di colore grigio tendente al marrone, con piccoli cristalli e lapilli. Su questo, ci sono 2 cm di sabbia grigia con sporadiche pomici grigie (Φ 0,3 cm) leggermente arrotondate, con cristalli di pirosseno. I restanti 10 cm sono caratterizzati da una sabbia limosa grigia, molto compatta che passa a 5 cm di sabbia più grossolana di colore grigio scuro, con pomici minute e frammenti di litici vulcanici.



Foto 24

- e) 0,60 m: deposito sabbioso limoso, di colore grigio tendente al marrone, semilitoide, inglobante rarissime pomici verdastre (Φ 2 cm), rare pomici bianche (Φ 2 cm). Si rinvencono clasti carbonatici sparsi (Φ max 10 cm) subangolari ed alterati, disposti caoticamente nel deposito.
- f) 0,15 m deposito sabbioso limoso, marrone grigio, con pomici bianche e grigie sparse (Φ medio 1 cm) arrotondate, distribuite caoticamente nel deposito.

- g) 0,30 cm deposito ghiaioso sabbioso a gradazione inversa, con scorie scure, litici e pomici scuri (Φ medio 2 mm).



Foto 25

Lungo il taglio ES8 si individua un canale impostato nella formazione di Ottaviano (Foto 26).

Il riempimento del canale mostra delle variazioni laterali, per questo motivo sono state descritte due stratigrafie.

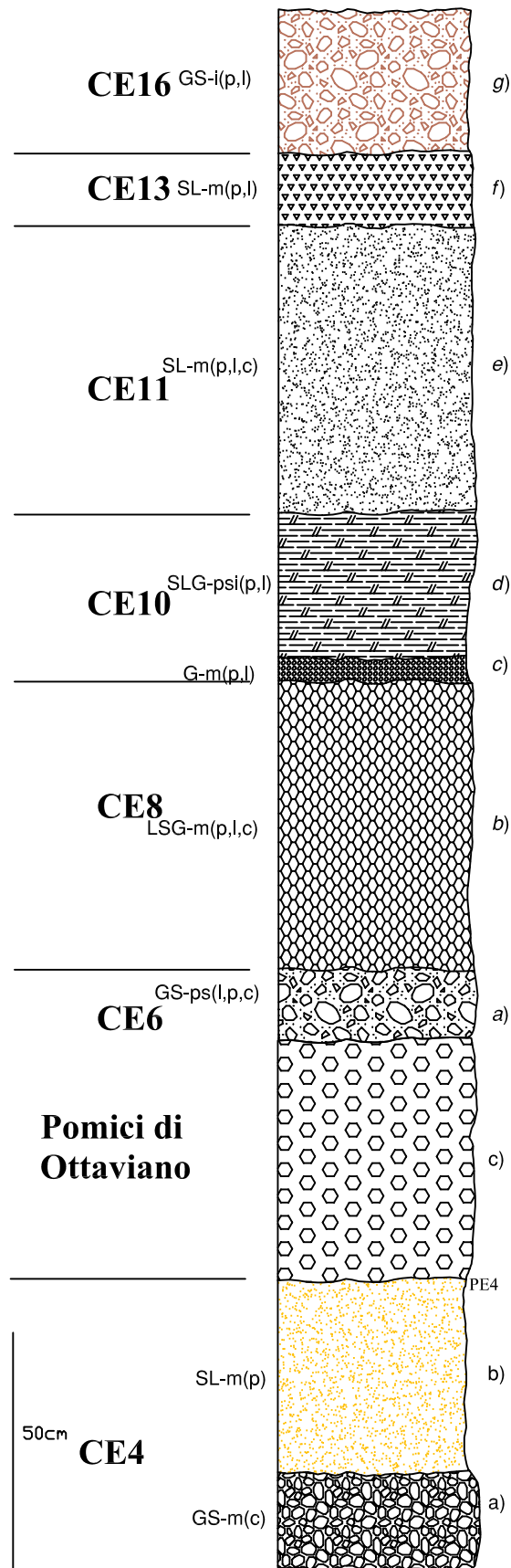


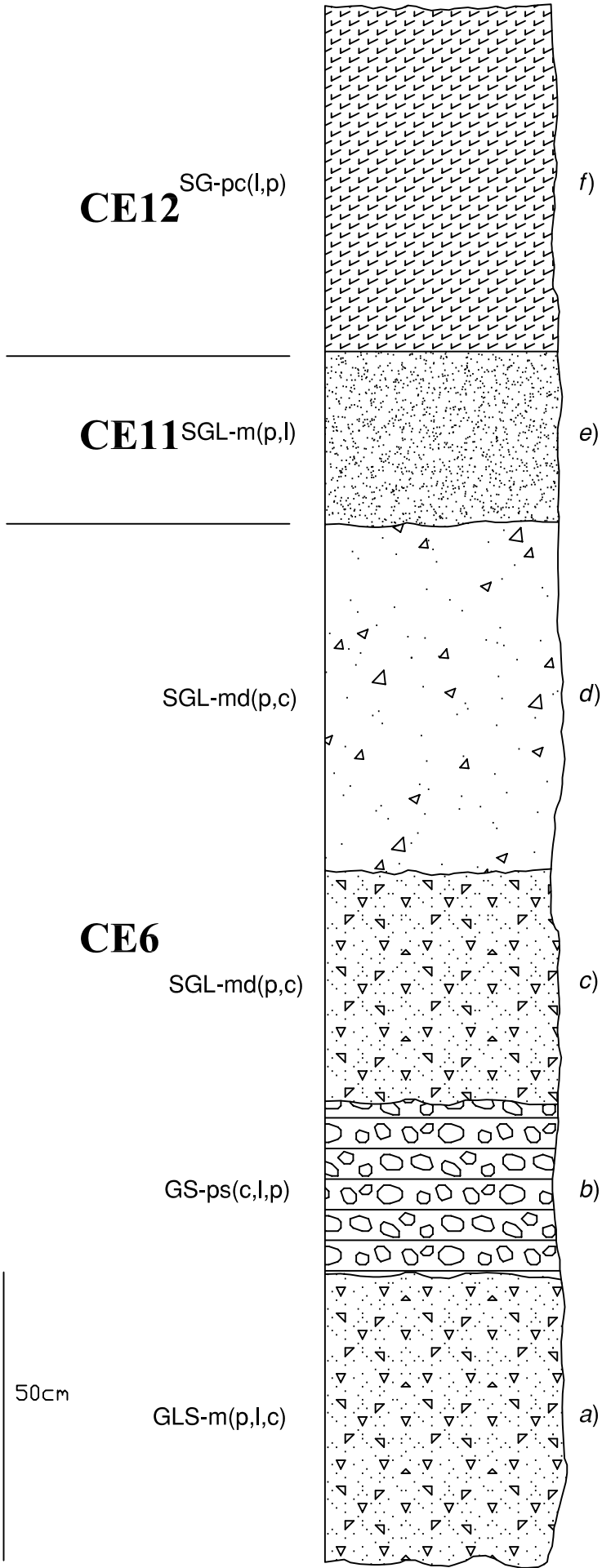


Foto 26

Descrizione riempimento del canale (fianco settentrionale)

Stratigrafia E12:

- a) 0,50 m: deposito affiorante, limo sabbioso, marrone, con abbondanti pomici della formazione piroclastica di Ottaviano, sub-arrotondate, eterometriche (Φ max 1,5 cm), rari clasti carbonatici, alterati, subangolari. In maniera irregolare si passa al deposito 2.
- b) Deposito clasto sostenuto, costituito da clasti calcareo dolomitici, smussati, alcuni più arrotondati; eterometrici (Φ 2- 30 cm). I clasti sono a contatto, la matrice è sabbiosa di colore grigio – marrone; la componente grigia è costituita da lapilli; si rinvengono anche pomici (Φ circa 0,5 cm) che al taglio si presentano bianche con le caratteristiche tipiche delle pomici di Ottaviano, ma rimaneggiate. In prevalenza, l'asse maggiore dei clasti carbonatici è disposto ortogonalmente alle linee di flusso, anche se diversi clasti presentano orientazione parallela a quest'ultimo o addirittura sono distribuiti in maniera caotica.
- c) 0,40 m: deposito sabbioso debolmente limoso, marrone, con abbondanti pomici nella porzione basale. Le pomici sono molto rimaneggiate e al taglio sono biancastre (formazione di Ottaviano; Φ 0,2-2 cm); sono presenti anche rari clasti carbonatici molto alterati e sub arrotondati (Φ max 2 cm).



???

- d) 0,60 m deposito sabbioso limoso, marrone, nei primi 30 cm si rinvengono abbondanti pomici di Ottaviano molto rimaneggiate (Φ medio 0,5 cm) e alcuni cristalli di biotite; nei restanti 30 cm il contenuto in pomici diventa nettamente inferiore e la matrice si presenta più sabbiosa.
- e) 0,30 m (affioranti?) deposito sabbioso limoso marrone, con numerose pomici rimaneggiate (Φ max 1 cm), disposte caoticamente nel deposito, al taglio grigie, subordinatamente si rinvengono litici vulcanici (Φ max 1 cm). In maniera netta si passa al deposito *f*.
- f) 0,60 cm deposito sabbioso ghiaioso, marrone grigio, si rinvengono bande sabbiose di lapilli e pomici e bande ghiaiose costituite esclusivamente da litici vulcanici. Si nota una pseudo - stratificazione, ma nessuna gradazione dei litici (Protostoriche).

Non è stato possibile rilevare il top di questo riempimento, perché asportato durante lo scavo della vasca.

Descrizione riempimento del canale (fianco meridionale)

Stratigrafia E13:

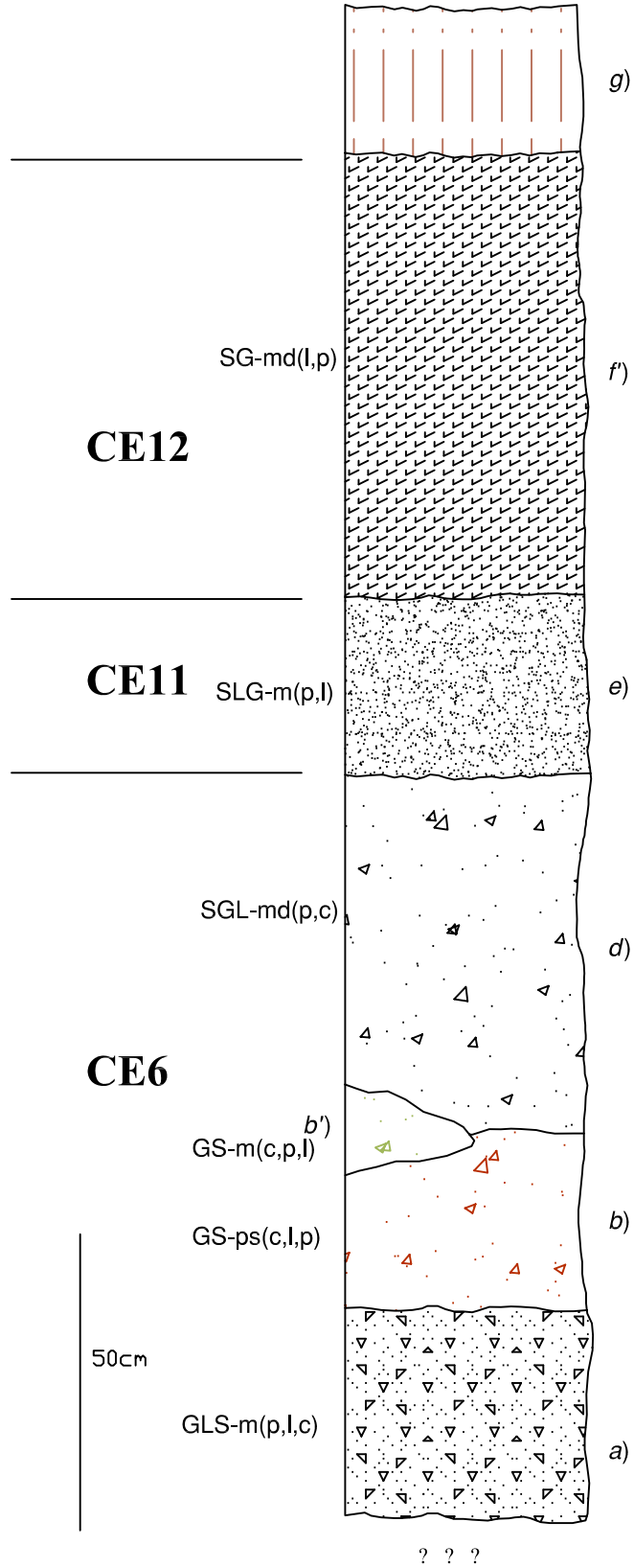
- a) 0,50 m: deposito affiorante, limo sabbioso, marrone, con abbondanti pomici della formazione piroclastica di Ottaviano, sub-arrotondate, eterometriche (Φ max 1,5 cm), rari clasti carbonatici, alterati, con subangolari. In maniera irregolare si passa al deposito 2.
- b) 0,20-0,30 m: deposito clasto sostenuto (rispetto al deposito b del fianco settentrionale, il contenuto in clasti è inferiore), costituito da clasti calcareo dolomitici, smussati, alcuni più arrotondati; eterometrici (Φ 2-30 cm). I clasti sono a contatto, la matrice è sabbiosa di colore grigio – marrone; la componente grigia è costituita da lapilli; si rinvengono anche pomici (Φ circa 0,5 cm) che la taglio si presentano bianche con le caratteristiche tipiche delle pomici di Ottaviano, ma rimaneggiate. In prevalenza, l'asse maggiore dei clasti carbonatici è disposto ortogonalmente alle linee di flusso, anche se diversi clasti presentano orientazione parallela a quest'ultimo o addirittura sono distribuiti in maniera caotica.

- b*¹) deposito di forma lenticolare che si imposta tra il deposito c della stratigrafia precedente e parte del deposito b. Il deposito *b*¹ è costituito da clasti calcarei eterometrici (Φ fino a 50 cm), in contatto tra loro, molto alterati, alcuni subarrotondati e distribuiti in maniera caotica o con l'asse maggiore ortogonale alle linee di flusso. La matrice è sabbiosa, marrone, contenente anche pomici disperse (Φ 0,3 cm), bianche, arrotondate e litici vulcanici.
- d*) 0,60 m deposito sabbioso limoso, marrone, nei primi 30 cm si rinvencono abbondanti pomici di Ottaviano molto rimaneggiate (Φ medio 0,5 cm) e alcuni cristalli di biotite; nei restanti 30 cm il contenuto in pomici diventa nettamente inferiore e la matrice si presenta più sabbiosa.
- e*) 0,30 m (affioranti?) deposito sabbioso limoso marrone, con numerose pomici rimaneggiate (Φ max 1 cm), disposte caoticamente nel deposito, al taglio grigie, subordinatamente si rinvencono litici vulcanici (Φ max 1 cm). In maniera netta si passa al deposito 6.
- f*¹) questo livello è lo stesso della stratigrafia fatta sul fianco settentrionale, ma presenta alcune differenze: qui non si rinvencono le alternanze di sabbie e ghiaie. Il deposito è sabbioso; i primi 15 cm sono costituiti da pomici grigie minute (Φ max 0,5 cm). Sono presenti litici vulcanici. Per i restanti 50-60 cm il deposito si presenta sabbioso debolmente limoso, di colore grigio-marrone, con pomici grigie, arrotondate (Φ 0,5 cm); a luoghi si presenta semilitoide, con fori da *deidratazione*.
- g*) Deposito sabbioso con pomici eterometriche poligeniche. (Suolo).

Le seguenti stratigrafie sono state analizzate lungo il taglio ES8 (Foto 27).



Foto 27

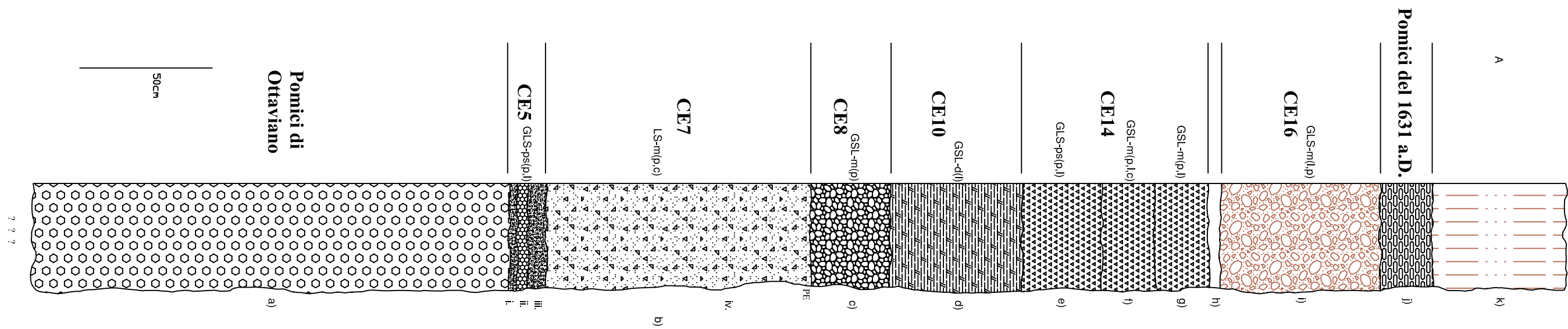


*Stratigrafia E14*⁶

- a) 1,8 m formazione di Ottaviano che passa in modo netto al deposito b.
- b) Questo deposito è costituito da più livelli:
 - i. 3 cm: livello costituito da pomici (Φ 0,3-1 cm) della formazione di Ottaviano, si rinvencono abbondanti litici vulcanici scuri, il tutto in matrice limo sabbiosa di colore marrone chiaro tendente al giallo. Le pomici esternamente si presentano gialle e sono leggermente arrotondate. Il deposito si presenta compatto e verso il top mostra una maggiore presenza di pomici aventi anche un diametro maggiore. Questo livello sfuma verso l'alto nel livello ii.
 - ii. 4 cm: livello molto più compatto del precedente, con pomici di Ottaviano rimaneggiate, alcune aventi Φ 0,3 cm; la matrice è grigia, sabbiosa debolmente limosa. Generalmente prevalgono le pomici con Φ 0,5-1 cm che si presentano più arrotondate rispetto al livello precedente. Superiormente si passa, in maniera netta e irregolare al livello iii.
 - iii. 7 cm: livello costituito da pomici di Ottaviano rimaneggiate, a spigoli leggermente smussati (Φ 1-2 cm) e lapilli scuri. Il contenuto in matrice è inferiore ai livelli sottostanti che si presenta come una sabbia limosa di colore giallo.
 - iv. 1 m: deposito marrone limo sabbioso, con pomici disseminate di Ottaviano, non a contatto tra loro, anche se a luoghi più abbondanti (Φ medio 0,5 cm); sono presenti rari clasti calcareo dolomitici (Φ max 10 cm) con asse maggiore disposto EW, angoli molto smussati. (Questo deposito si correla con i depositi *c* e *d* del giorno 09/06/2004). Superiormente si passa, in maniera netta al deposito c.
- c) 0,30 m: deposito sabbioso limoso, marrone, con numerose pomici grigie e bianche della formazione di Avellino, rimaneggiate, subangolari (Φ 2-3 cm).

⁶ Questa stratigrafia è stata fatta lungo una sezione a gradoni, per comodità si elencheranno i depositi nella loro successione.

- d) 0,50 m: deposito costituito per i primi 15 cm da abbondanti litici vulcanici in contatto, eterometrici (Φ circa 0,5 cm) e sabbia vulcanica scura, a luoghi limosa (Protostorica?).
- e) 0,30 m: deposito sabbioso limoso, marrone, con pomici di colore grigio scuro, sono rare quelle bianche (sia le grigie che le bianche hanno Φ pari a 0,2-0,3 cm); si rinvengono lenti centimetriche costituite da abbondanti litici (Φ 1 cm) e subordinatamente da pomici grigie e bianche. Disseminate si trovano pomici bianche e grigie con diametro di 2 cm (probabilmente si tratta delle pomici del 79 a.D. rimaneggiate). Questo deposito contiene gli stessi elementi contenuti nei depositi d ed e della stratigrafia E15.
- f) 0,20 m: deposito costituito da pomici bianche e grigie (Φ min 0,3 cm; Φ max 3 cm); le pomici grigie prevalgono nettamente sulle bianche, sono presenti anche lapilli e rare scorie, nonché frammenti carbonatici di piccole dimensioni. La matrice è sabbioso limosa, marrone, in quantità minore rispetto a pomici e lapilli.
- g) 0,20 m: deposito costituito da pomici grigie (Φ 0,5-1 cm) arrotondate, litici scuri (Φ max 1 cm); la matrice è sabbioso limosa, marrone, la cui porzione grossolana è costituita da pomici minute (Φ 0,2 cm).
- h) 0,05 m deposito piroclastico costituito da pomici eterometriche (Φ 0,3-2 cm), angolose, di colore grigio scuro, molto vacuolari, con superficie irregolare; il deposito non mostra gradazione. Si rinvengono anche lapilli.
- i) 0,60 m: deposito costituito da litici vulcanici (Φ circa 3,5 cm), aggregati caratterizzati da matrice limo sabbiosa marrone con pomici minute arrotondate che a rottura si presentano bianche, microvacuolari, da lapilli e piccole pomici grigie; nel deposito abbondano, in ugual misura sia i litici che le pomici.
- j) 0,20 m deposito piroclastico costituito da: pomici di colore nocciola, a spigoli vivi, abbondanti lapilli, alcuni litici arrossati, e cristalli sparsi. Il deposito presenta gradazione inversa per i primi 15 cm gli ultimi 5 cm mostrano gradazione diretta. Questo deposito è attribuibile alla formazione del 1631 a.D.
- k) 0,50 m suolo.



Taglio ES9, Stratigrafia E14

Suolo

Stratigrafia E15

A circa 20 m più a valle dell'incisione rinvenuta nella formazione di Ottaviano, si rinviene, dal basso verso l'alto⁷:

- a) 1,8 m formazione di Ottaviano che passa in modo netto al deposito b.
- b)
 - i. 3 cm: livello costituito da pomici (Φ 0,3-1 cm) della formazione di Ottaviano, si rinvencono abbondanti litici vulcanici scuri, il tutto in matrice limo sabbiosa di colore marrone chiaro tendente al giallo. Le pomici esternamente si presentano gialle e sono leggermente arrotondate. Il deposito si presenta compatto e verso il top mostra una maggiore presenza di pomici aventi anche un diametro maggiore. Questo livello sfuma verso l'alto nel livello ii.
 - ii. 4 cm: livello molto più compatto del precedente, con pomici di Ottaviano rimaneggiate, alcune aventi Φ 0,3 cm; la matrice è grigia, sabbiosa debolmente limosa. Generalmente prevalgono le pomici con Φ 0,5-1 cm che si presentano più arrotondate rispetto al livello precedente. Superiormente si passa, in maniera netta e irregolare al livello iii.
 - iii. 7 cm: livello costituito da pomici di Ottaviano rimaneggiate, a spigoli leggermente smussati (Φ 1-2 cm) e lapilli scuri. Il contenuto in matrice è inferiore ai livelli sottostanti che si presenta come una sabbia limosa di colore giallo (Foto 28).
 - iv. 70 cm: deposito marrone limo sabbioso, con pomici disseminate di Ottaviano, non a contatto tra loro, anche se a luoghi più abbondanti (Φ medio 0,5 cm); sono presenti rari clasti calcareo dolomitici (Φ max 10 cm) con asse maggiore disposto EW, angoli molto smussati. Superiormente si passa, in maniera netta al deposito c.

⁷ Questa stratigrafia è stata fatta lungo una sezione a gradoni, per comodità si elencheranno i depositi nella loro successione.



Foto 28

- c) Il deposito si scompone in due livelli:
- i. 60 cm: deposito sabbioso ghiaioso, costituito da litici vulcanici (Φ max 0,5 cm), pomici (Φ max 0,5 cm) di colore grigio scuro, in quantità inferiore rispetto ai litici. In questo livello si riconoscono strutture trattive, laminazioni piano parallele ed a volte incrociate (Foto 29 e 30). Le pomici si presentano più arrotondate rispetto ai litici; il deposito non mostra gradazione. I livelli a granulometria più sottile sporgono per morfoselezione. Gradatamente si passa al livello b.
 - ii. 30 cm livello limoso sabbioso, grigio marrone litoide con fori da deidratazione; sparse, si rinvencono pomici minute grigio chiaro sub arrotondate. Si riconoscono inoltre lamine color marrone-ruggine che pervadono il deposito.

- d) 0,6 m: deposito limo sabbioso, marrone-grigio, con litici vulcanici scuri (Φ max 0,4 cm) e pomici grigio scuro e bianche (Φ max 0,5 cm) molto rimaneggiate. Verso la parte superiore del deposito, si rinvengono anche pomici con Φ di circa 2 cm. Si rinviene un frammento ceramico.



Foto 29

- e) 0,20 cm deposito con pomici rimaneggiate e litici vulcanici scuri. Le pomici al taglio si presentano grigie, sono eterometriche (Φ da 0,2-3 cm), quelle minute prevalgono. Sono presenti anche pomici bianche arrotondate (Φ 0,5 cm). La matrice è limo sabbiosa, marrone. (formazione del 79 a.D. rimaneggiata?). Questo deposito si correla col deposito 8 del 09/06/2004.

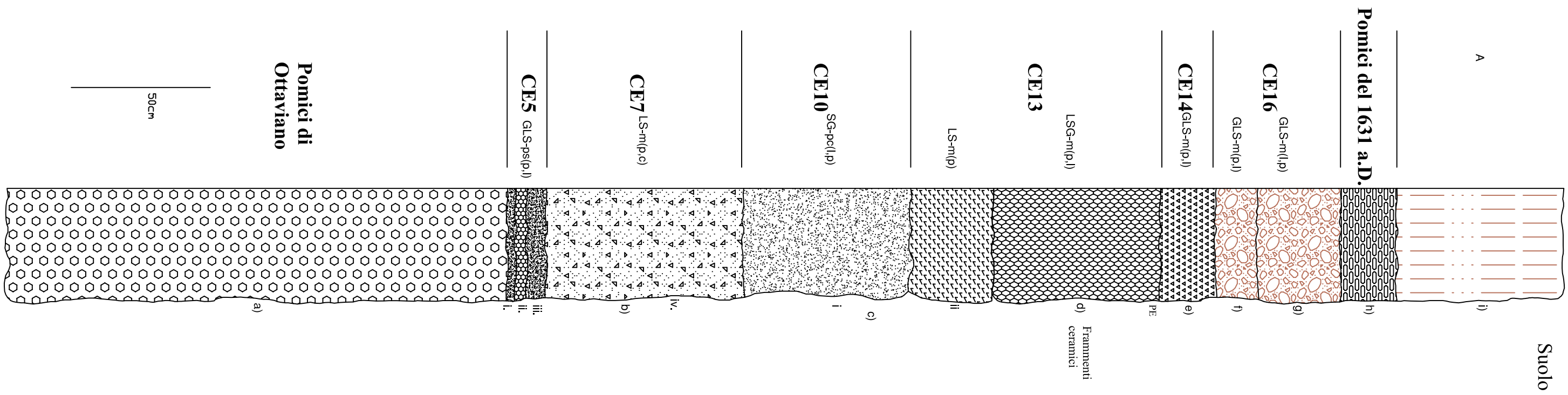




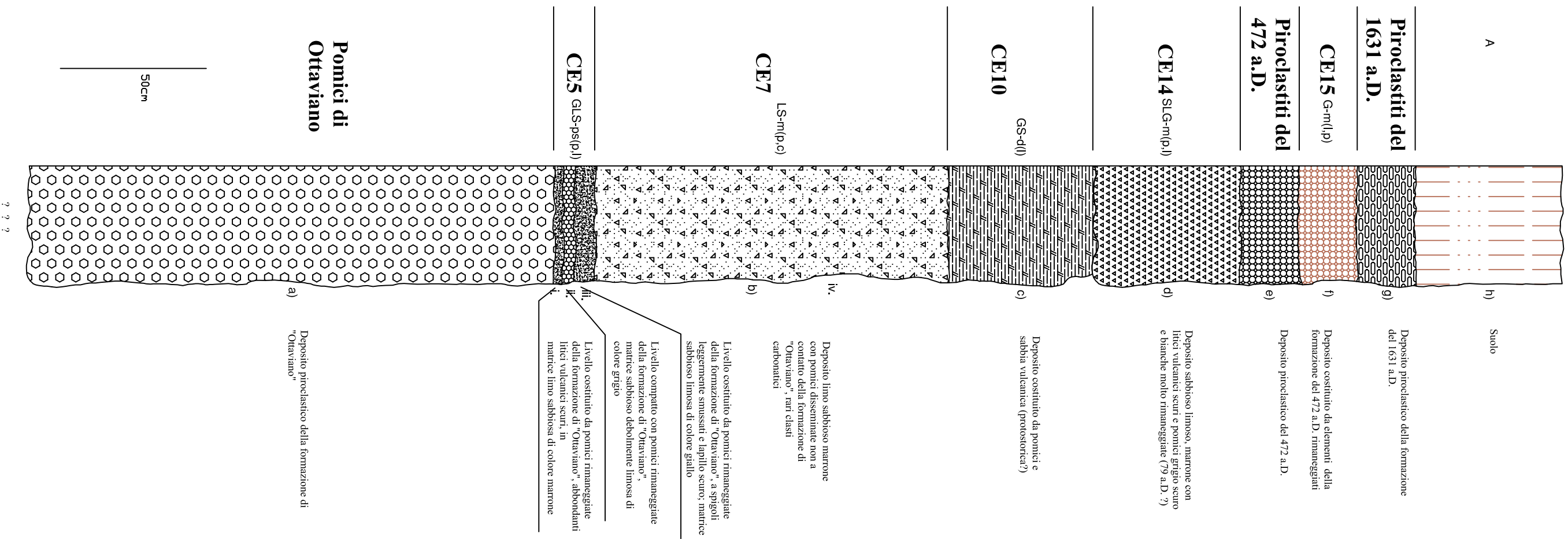
Foto 30

- f) 0,15 m: deposito costituito da litici vulcanici scuri, a contatto tra loro (Φ da 0,5 a 2 cm) appartenenti alla formazione del 472 a.D.; si rinvengono rare pomici grigio verde microvacuolari, molto compatte. La matrice è limo sabbiosa marrone; la distribuzione dei litici e delle pomici è caotica. Il deposito si correla al deposito 9 del 09/06/2004.
- g) 0,30 m: deposito contenente abbondanti litici del 472 a.D. (Φ medio 1 cm), a contatto tra loro e rare pomici di colore grigio scuro. La matrice è sabbioso limosa, marrone ed è più abbondante rispetto al deposito sottostante. La distribuzione dei clasti nel deposito è caotica. Il deposito si correla al 10 del 09/06/2004.
- h) 0,20 m deposito piroclastico costituito da: pomici di colore nocciola, angolose, abbondanti lapilli, alcuni litici arrossati, e cristalli sparsi. Il deposito presenta gradazione inversa per i primi 15 cm gli ultimi 5 cm mostrano gradazione diretta. Questo deposito è attribuibile alla formazione del 1631 a.D.
- i) 0,60 m suolo.

Stratigrafia E16

- a) 1,80 m: formazione di Ottaviano.
- b)

- i. 3 cm: livello costituito da pomici (Φ 0,3-1 cm) della formazione di Ottaviano, si rinvengono abbondanti litici vulcanici scuri, il tutto in matrice limo sabbiosa di colore marrone chiaro tendente al giallo. Le pomici esternamente si presentano gialle e sono leggermente arrotondate. Il deposito si presenta compatto e verso il top mostra una maggiore presenza di pomici aventi anche un diametro maggiore. Questo livello sfuma verso l'alto nel livello ii.
- ii. 4 cm: livello molto più compatto del precedente, con pomici di Ottaviano rimaneggiate, alcune aventi Φ 0 3 cm; la matrice è grigia, sabbiosa debolmente limosa. Generalmente prevalgono le pomici con Φ 0,5 1 cm che si presentano più arrotondate rispetto al livello precedente. Superiormente si passa, in maniera netta e irregolare al livello iii.
- iii. 7 cm: livello costituito da pomici di Ottaviano rimaneggiate, a spigoli leggermente smussati (Φ 1-2 cm) e lapilli scuri. Il contenuto in matrice è inferiore ai livelli sottostanti che si presenta come una sabbia limosa di colore giallo.
- iv. 1,20 m: deposito marrone limo sabbioso, con pomici disseminate di Ottaviano, non a contatto tra loro, anche se a luoghi più abbondanti (Φ medio 0,5 cm); sono presenti rari clasti calcareo dolomitici (Φ max 10 cm) con asse maggiore disposto EW, angoli molto smussati. (Questo deposito si correla con i depositi *c* e *d* del giorno 09/06/2004). Superiormente si passa, in maniera netta la deposito *c*.
- c) 0,50 m: deposito costituito per i primi 15 cm da abbondanti litici vulcanici in contatto, eterometrici (Φ circa 0,5 cm) e sabbia vulcanica scura, a luoghi limosa (Protostorica?).
- d) 0,50 m: deposito sabbioso limoso, marrone, con pomici di colore grigio scuro, sono rare quelle bianche (sia le grigie che le bianche hanno Φ pari a 0,2-0,3 cm); si rinvengono lenti centimetriche costituite da abbondanti litici (Φ 1 cm) e subordinatamente da pomici grigie e bianche. Disseminate si trovano pomici bianche e grigie con diametro di 2 cm (probabilmente si tratta delle pomici del 79 a.D. rimaneggiate). Questo deposito contiene gli stessi elementi contenuti nei depositi *d* ed *e* della stratigrafia E15 rilevata il giorno 11/06/2004.
- e) 0,20 m formazione piroclastica del 472 a.D.



- f) 0,20 cm piroclastiti del 472 a.D. rimaneggiate.
- g) 0,20 cm formazione del 1631 a.D.
- h) 0,50 m suolo.

Taglio ES9 (foto 31)

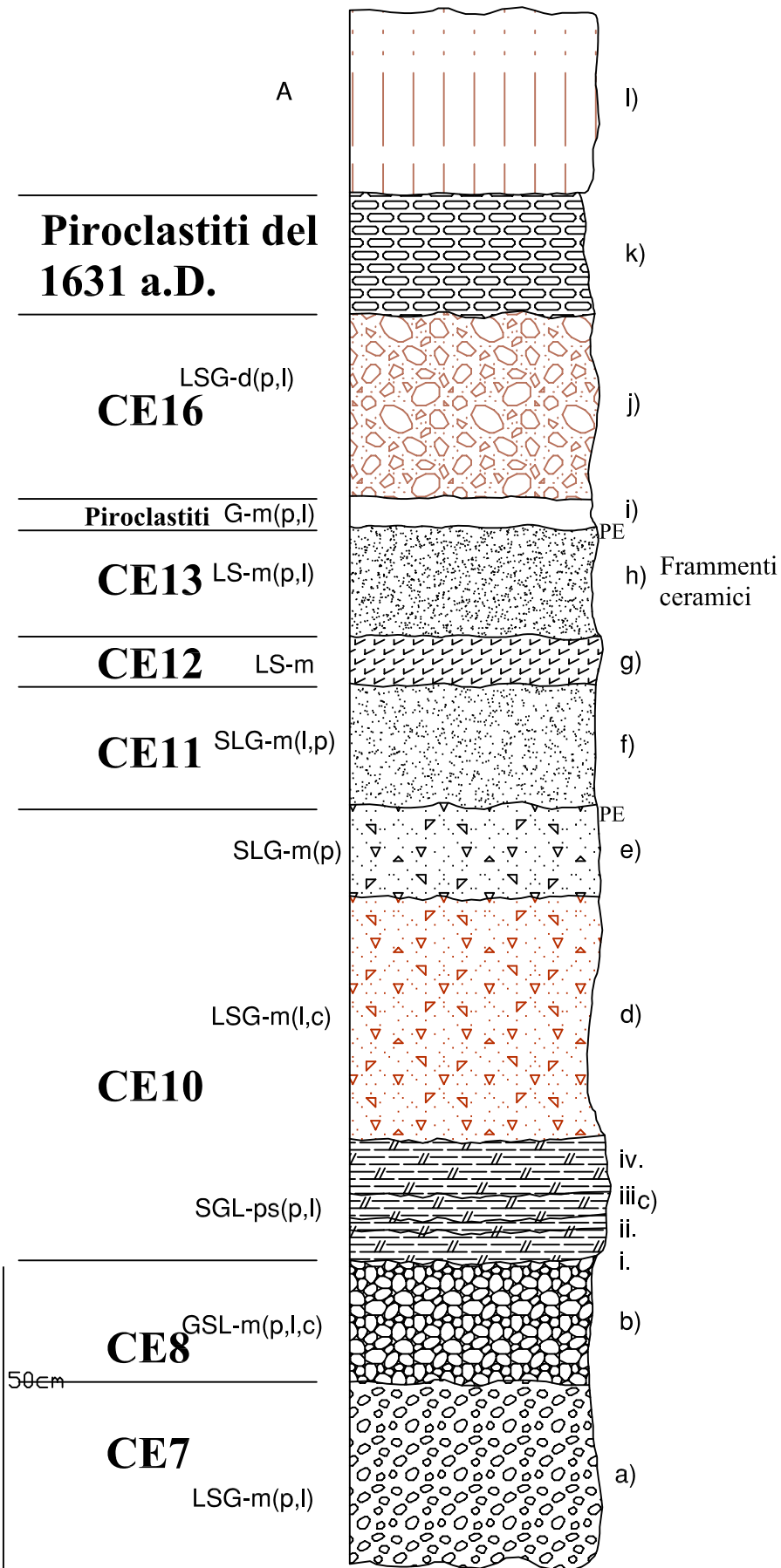


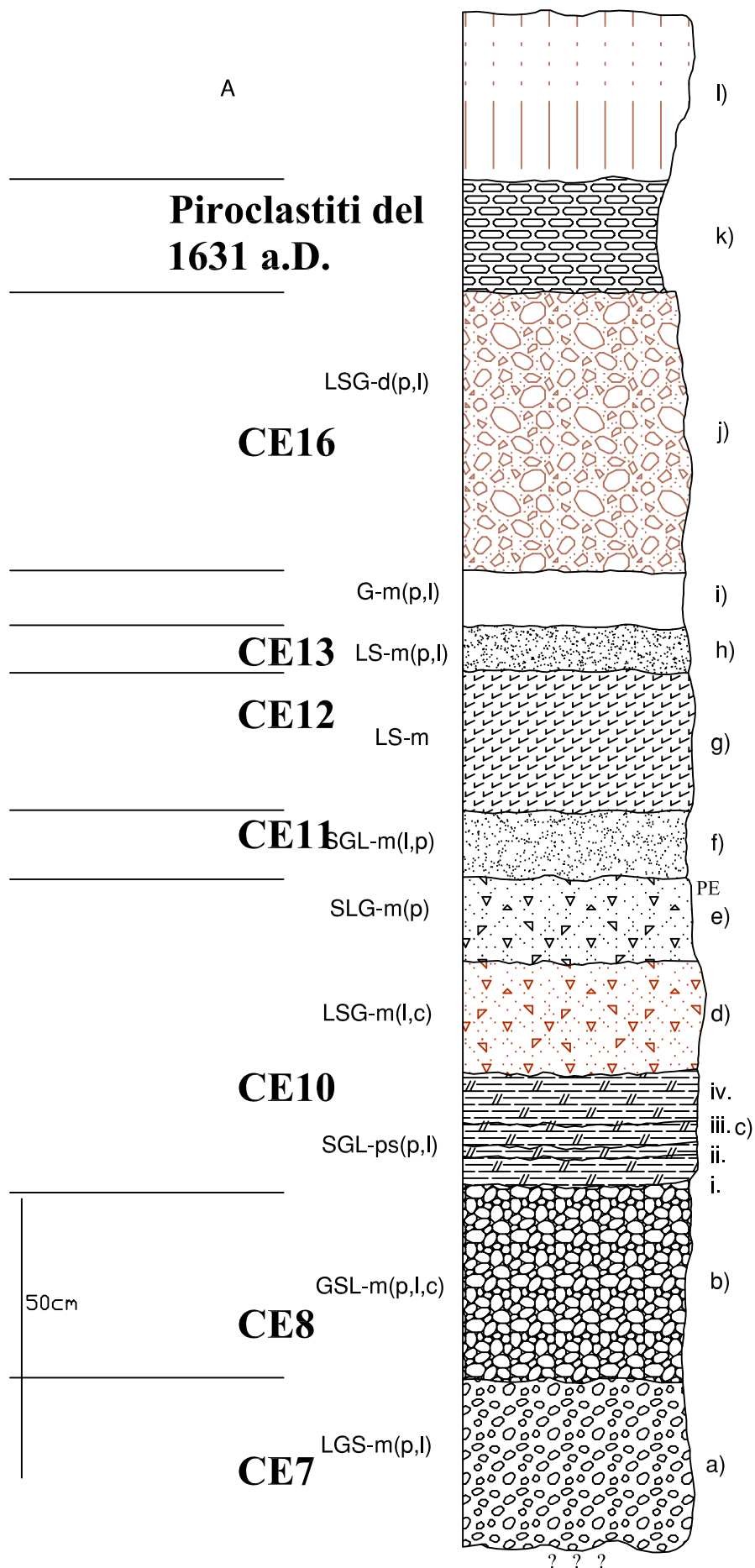
Foto 31

Stratigrafia E17

- a) 0,30 m affioranti: deposito limo sabbioso, marrone, con pomice rimaneggiate, sub-arrotondate, sia bianche che grigie, eterometriche (Φ da pochi mm a 2 cm). Presenti anche litici lavici (Φ circa 2 cm).
- b) 0,20 cm deposito vulcanoclastico costituito da pomice grigie vacuolari, con superficie esterna irregolare, eterometriche (Φ max 4 cm), ben assortite; le pomice bianche sono in numero inferiore rispetto alle grigie. La matrice è sabbioso limosa, marrone, i clasti sono a contatto tra loro; si rinvencono anche lapilli ma in quantità inferiore rispetto alla matrice marrone. Sono inoltre presenti rari clasti carbonatici (Φ max 5 cm). Il deposito si presenta caotico. (Formazione di Avellino rimaneggiata)
- c) 0,20 cm di deposito distinguibile in più livelli:

- i. 5 cm: livello caratterizzato da pomice biancastre, eterometriche (Φ da pochi mm a 1 cm), subangolari, a rottura si presentano vacuolari, con cristalli di muscovite; associato si rinvengono abbondanti lapilli.
- ii. 2 cm: livello limo sabbioso semi litoide, di colore grigio, che presenta gradazione diretta nel primo cm e gradazione inversa nella restante parte.
- iii. 4 cm: livello limo sabbioso, semi litoide, grigio scuro, con fori da deidratazione; assenza di strutture.
- iv. 9 cm: livello sabbioso, sciolto, di colore grigio, costituito da sabbia vulcanica consistente in pomice e litici minuti e da cristalli di muscovite sparsi. In questo livello la gradazione inversa; la porzione superiore presenta granulometria più grossolana, con pomice grigie, dense, micro-vacuolari. Gli ultimi 3 cm sono più compatti.
- d) 0,40 cm deposito grigio molto addensato, a matrice limosa, con lapilli. Si osservano fori da deidratazione. Sono presenti anche clasti carbonatici (Φ max 20 cm) sparsi caoticamente nel deposito. Su questo deposito, poggia, a contatto irregolare, il deposito e.
- e) 0,15 cm: deposito sabbioso limoso, marrone, con pomice disseminate (Φ 0,3 cm), di colore grigio scuro, microvacuolari; a luoghi si rinvengono pomice grigie (Φ 3 cm) probabilmente appartenenti alla formazione piroclastica di Avellino.
- f) 0,20 m: deposito sabbioso debolmente limoso, ricco in litici vulcanici eterometrici ed in pomice grigie (Φ max 0,3 cm) micro vacuolari.
- g) 0,08 m livello limoso sabbioso, litoide, di colore marrone grigio, con fori di deidratazione; si rinvengono anche cristalli di muscovite sparsi nel deposito.
- h) 0,18 cm: deposito limo sabbioso, marrone, con pomice (Φ max 0,5 cm) sparse e rari litici. Si rinvengono anche frammenti ceramici.
- i) 0,5 cm livello piroclastico in giacitura primaria o debolmente rimaneggiato, costituito da: pomice grigie (Φ max 1 cm), con superficie esterna irregolare, a rottura si presentano vacuolari, con cristalli di leucite e muscovite. La matrice è costituita essenzialmente da lapilli e numerosi cristalli di leucite sciolti.
- j) 0,30 m limo sabbioso, marrone, con litici e pomice del deposito i. Il deposito si presenta caotico, le pomice ed i litici sono quasi a contatto ed aumentano





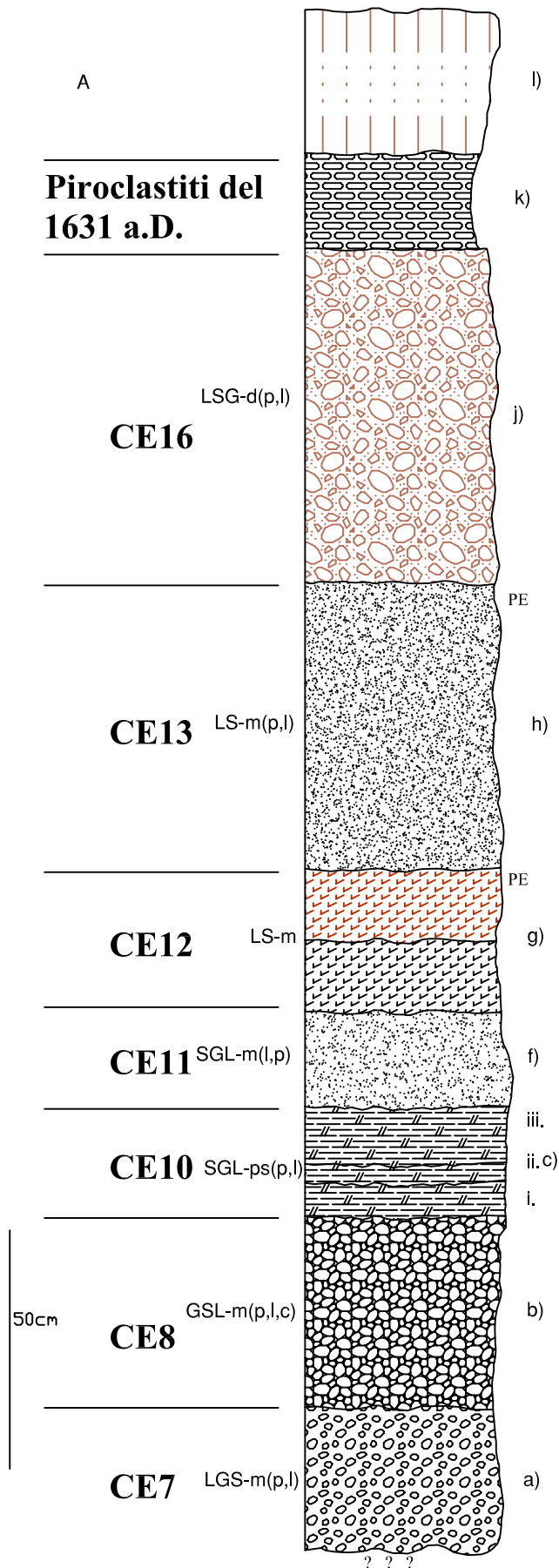
spostandosi verso il basso. Si rinvencono anche elementi della formazione piroclastica del 472 a.D.

- k) 0,20 m deposito piroclastico in giacitura primaria, costituito da pomice eterometriche (Φ 0,3-2 cm raramente anche di 5 cm), con superficie esterna irregolare, ricche in fenocristalli di muscovite e leucite che si rinvencono anche sparsi nel deposito. Sono presenti anche lapilli. (Si tratta della formazione piroclastica del 1631 a.D.)
- l) 0,30 m suolo.

Le caratteristiche dei depositi rinvenuti nella E17 sono pressoché continue lungo l'intero affioramento, a meno di una paleo incisione rinvenuta a metà parete. Per comodità le stratigrafie E18, E19 ed E20, mostreranno le sigle dei depositi, con relativo spessore, poiché le descrizioni sono fatte nella E17.

Stratigrafia E18

- a) affioranti 0,30 m.
- b) 0,35 m (Formazione piroclastica di Avellino rimaneggiata);
- c) 0,20 m (come E17)
- d) 0,20 m;
- e) 0,15 m;
- f) 0,12 m;
- g) 0,25 m;
- h) 0,08 m;
- h¹) 0,60 m: lente di clasti carbonatici.
- i) 0,10 m;
- j) 0,50 m;
- k) 0,20 m;
- l) 0,30 m.



Stratigrafia E19

- a) 0,50 m affioranti;
- b) 0,40 m (formazione piroclastica di Avellino rimaneggiata);
- c) 0,23 m, manca il livello di pomici (i); ii) 4 cm; iii) 5 cm.
- f) 0,20 m;
- g) 0,30 m di cui i) 15 cm litoidi e ii) 15 cm sciolti;
- h) 0,60 m;
- j) 0,70 m;
- k) 0,20 m (formazione piroclastica del 1631 a.D.);
- l) 0,30 m suolo.

Taglio ES10 (Foto32)



Foto 32

Stratigrafia E20 (Foto33)

- z) 0,20 m formazione piroclastica di Ottaviano affiorante;

- a) 1,30 m deposito sabbioso limoso, marrone, con pomici rimaneggiate della formazione di Ottaviano, disseminate; si rinvergono clasti carbonatici sparsi distribuiti caoticamente e rizoconcrezioni (Foto 34);
- b) 0,30 m: pomici rimaneggiate dell'eruzione di Avellino, con clasti carbonatici sparsi (Φ fino a 15 cm).
- c) 0,12 m senza livello di pomici (i).
- d) 0,10 m;
- e) 0,10 m;
- f) 0,25 m;
- g) 0,30 m;
- h) 0,40 m;

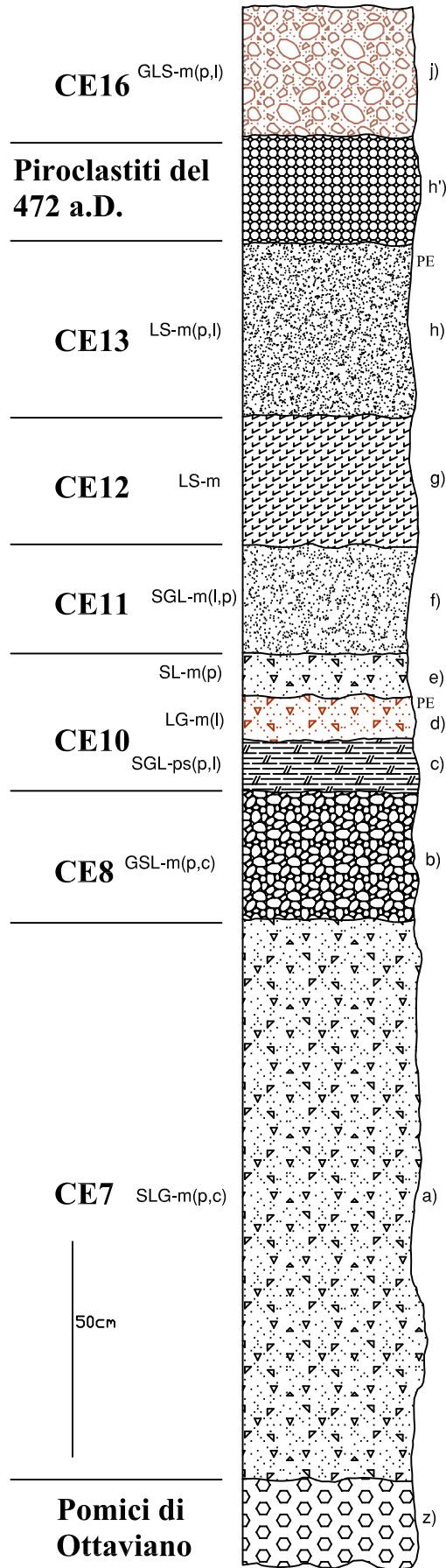


Foto 33

- h¹) 0,25 m: formazione piroclastica del 472 a.D. in giacitura primaria.
- i) 0,30 m;

Il tetto della successione è troncato dal terrazzo di scavo.

Taglio ES11; Stratigrafia E20



???



Foto 34



Foto 35

Nota: nel corpo centrale della vasca, in prossimità dell'entrata, sotto la strada. Nel conoide sotto la formazione piroclastica di Ottaviano, si rinviene un livello cineritico (Foto 35, 36; e campione). Il livello si segue con continuità in tutto lo scavo, ed è caratterizzato da:

- i. 7 cm di limo, di colore verde acqua, litoide. Sono evidenti laminazioni piano parallele e ondulate;

- ii. da 7 a 10 cm: deposito limo sabbioso, a laminazioni piano parallele, molto sottili in cui si nota un'alternanza di bande grigie e bande chiare.

Nella porzione centrale dello scavo si rinvennero pomice della formazione piroclastica di Sarno, rimaneggiate, poste stratigraficamente sotto i livelli a e b.

Stratigrafia E 40

In questo tratto di canale sul deposito piroclastico di Ottaviano, si rilevano i depositi di seguito descritti:

- a) Eruzione di Ottaviano (8000 y. B. P.) spessore 1.50 m.
- b) deposito sabbioso limoso, 60 cm, di colore marrone, contenente abbondanti pomice disseminate, aventi dimensioni di max 3 cm, a spigoli subarrotondati, alcune di colore bianco, poco vacuolari, poco fibrose e con cristalli di leucite ben sviluppati; altre di colore grigio scuro, vacuolari, non fibrose, con cristalli di leucite e biotite ben sviluppati (l'aspetto esterno di queste pomice è molto simile alle bianche rinvenute nello stesso deposito). Si tratta delle pomice della formazione di Avellino, distribuite in modo caotico nella matrice.



Foto 36

- c) deposito ghiaioso sabbioso, 20 cm, con pomici in contatto e rimaneggiate della formazione di Avellino, la matrice è sabbiosa di colore marrone;
- d) deposito sabbioso limoso, 30 cm, di colore grigio addensato, (Eruzione di Età Protostorica).
- e) deposito spesso circa 70 cm, sabbioso limoso marrone, si rinvengono anche lenti cineritiche grigiastre. Sono presenti inoltre scorie di colore grigio molto scuro, poco vacuolari, con cristalli scuri. Si rinvengono anche “nuclei” di materiale più addensato che hanno l’aspetto di sabbia vulcanica addensata (Eruzione di Età Protostorica).
- f) Paleosuolo spesso 20 cm, costituito da scorie a contatto tra loro, grigio scuro aventi dimensioni massime 1,5 cm, con cristalli di biotite, appartenenti all’eruzione del 472. La matrice è sabbiosa ed è di colore marrone.
- g) deposito spesso 10 cm, sabbioso limoso di colore marrone, con scorie grigio scuro, dimensioni max 1 cm, e pomici grigio chiaro, vacuolari a superficie esterna irregolare, attribuibili alla formazione piroclastica del 1631.
- h) Suolo spesso 10 cm con clasti calcarei, pomici arrotondate grigiastre, eterometriche: cumulo di frana del 5 maggio 1998.

Stratigrafia E 41

- a) Deposito clast supported, clasti calcareo dolomitici, eterometrici (5-30cm), con prevalenza di quelli grossolani, a spigoli vivi o leggermente smussati, disposti caoticamente in una scarsa matrice di colore grigio, limoso sabbiosa;
- b) Deposito clast supported spesso 1 m, costituito da clasti calcareo dolomitici, dimensioni 1-3 cm, a spigoli vivi, orientati, a contatto tra loro, con poca matrice grigia, sabbioso limosa.
- c) Deposito clast supported spesso 60 cm, caratterizzato da clasti calcareo dolomitici, dimensioni medie di 5-10 cm, a spigoli vivi, distribuzione caotica, a contatto tra loro, con poca matrice grigia sabbioso limosa.
- d) Deposito clast supported spesso 60 cm, costituito da clasti calcareo dolomitici, dimensioni 1.5 cm, a spigoli vivi, a contatto, orientati, con matrice grigia ghiaioso sabbiosa più abbondante rispetto ai depositi sottostanti.

Sintesi stratigrafica e sedimentologica dell'area di glacis medio prossimale. Località Episcopio (Vasca Episcopio; tabella 5.2.4; sezioni: ES3, ES4, ES10 ed ES11).

Le sezioni artificiali trattate in questo paragrafo si collocano in località Episcopio, nella zona medio –prossimale del glacis, tra le quote di 120-150 m s.l.m. La zona prossimale presenta un'acclività compresa tra 12° e 9°, mentre per la zona media questa oscilla tra 9-6° (vedi cap. 4 fig. 4.2)

Nel sintetizzare la successione stratigrafica notiamo innanzitutto quali sono le unità piroclastiche che aiutano a fissare vincoli cronologici ed a stabilire correlazioni con altre località. Il deposito da *fall* più antico e l'unico che è stato rinvenuto in giacitura primaria in quest'area è quello relativo all'eruzione **di Ottaviano** (8ka). Le **piroclastiti di Avellino** si rinvencono sempre rimaneggiate, come i **depositi vulcanici protostorici** dei quali si sono conservate solo delle sottili lenti di pomici. Anche i depositi piroclastici del **472 a.D.** e del **1631 a.D.** si presentano rimaneggiati, sebbene si tratti di un rimaneggiamento sineruttivo, che non ne altera la riconoscibilità ed il valore di marker cronologico.

Passando a descrivere sinteticamente la successione degli episodi sedimentari che si sono potuti documentare per quest'area, vediamo che il litosoma più antico (**CE4**) rinvenuto, precede l'eruzione di Ottaviano. Si tratta di alternanze di livelli costituiti dalle due petrofacies **GSL-m(c)**, **SL-m(c)**, la prima rappresentata da ghiaie carbonatiche, a clasti eterometrici (Φ 0,5-10 cm), aventi spigoli smussati e distribuzione caotica, a contatto tra loro, con matrice sabbioso limosa, di colore marrone; la seconda, che generalmente chiude la petrofacies precedente, mostra una prevalenza della frazione sottile, che si presenta di colore marrone tendente al bruno, in cui si rinvencono sparsi clasti carbonatici grossolani (Φ max 30 cm). La messa in posto di tali depositi è attribuibile a successivi eventi da *debris flow* che si sovrappongono per contatto erosivo.

Oltre che al suo interno, il litosoma presenta anche in sommità tracce di una fase pedogenetica (**PE4**) sviluppatasi durante un periodo di stabilità geomorfologica.

Sul paleosuolo **PE4**, poggiano le pomici di Ottaviano in giacitura primaria, con spessore fino a 1,8 m, seguite, a luoghi, dal litosoma **CE5** (spesso al massimo 15 cm). Esso si rinviene in due petrofacies distinte [**GLS-ps(p,l)**, **GLS-m(p,l)**]; che sono state osservate in affioramenti diversi senza poterne mai rilevare i rapporti geometrici. La componente ghiaiosa è rappresentata da pomici e frammenti litici dell'unità piroclastica di Ottaviano. La distribuzione degli elementi è caotica, o pseudo stratificata; considerati gli spessori esigui (circa 20 cm) con cui è stato rinvenuto, si ipotizza che il litosoma **CE5** abbia avuto origine da processi di rimaneggiamento areale delle stesse pomici di Ottaviano, avvenuti su conoide.

Una superficie di erosione **EE2** evidenziata anche da solchi erosivi ad U, ampi fino a 10 metri e profondi circa 2-3 metri, segna il passaggio all'unità successiva. Da evidenze osservate in zone poco distanti (vedi paragrafo Foce, Vasca Mare), è stato possibile appurare che questa fase di incisione ha avuto inizio già da prima dell'eruzione di Ottaviano ed è continuata anche dopo l'arrivo di queste ultime.

La ripresa della sedimentazione è data dal litosoma **CE6** che si rinviene solo come riempimento dei solchi erosivi, dove raggiunge spessori al massimo di un metro, ed è costituito da una ghiaia a componente sabbiosa e, talora, limoso-sabbiosa, [**GS-ps(l,p,c)**, **GLS-m(l,p,c)**, **SGL-md(p,c)**], composta da litici vulcanici scuri (Φ 0,5-1 cm) e clasti calcarei eterometrici (Φ fino a 15 cm), subangolari, alterati. Sono presenti anche pomici chiare microvacuolari, litici carbonatici (da piroclastiti), scorie scure (Φ 2-3 cm) e scorie arrossate (Φ 1 cm). La percentuale di litici vulcanici è elevata. La matrice è sabbiosa di colore grigio. In generale, i clasti (sia vulcanici che carbonatici) sono in contatto e costituiscono la porzione ghiaiosa del deposito. Questo litosoma si presenta con geometria lenticolare.

Segue verso l'alto, con contatto netto, il litosoma **CE7**, avente spessore variabile tra 30 e 130 cm, con geometria tabulare, il quale è costituito da limi sabbiosi di colore marrone chiaro, con pomici bianche [petrofacies **LS-m(p)**], generalmente non a contatto tra loro, eterometriche (Φ 0,5-2 cm) e subangolari per rimaneggiamento, insieme a rari e minuti litici vulcanici scuri, attribuibili alle Piroclastiti di Ottaviano. A luoghi vi si

rinvengono clasti carbonatici subangolari di diametro fino a 10 cm [petrofacies **LS-m(p,c)**]. Sono inoltre spesso presenti precipitazioni carbonatiche che rimarcano tracce di apparati radicali (rizoconcrezioni). La struttura di questo corpo è generalmente caotica e, a seconda del contesto morfologico, presenta una quantità di matrice variabile. In rari casi il deposito si presenta clastosostenuto⁸ [petrofacies **SLG-m(p,c)**]. La sua genesi è probabilmente da ricondurre a fenomeni di rimaneggiamento di vario tipo, tra cui dei *debris flow*, come indica la presenza congiunta di elementi carbonatici e vulcanoclastici, privi di selezione granulometrica e di orientazione.

Il litosoma **CE7** è accompagnato da una fase di stabilità (**PE5**) rimarcata dall'evidente alterazione di quest'ultimo.

Il litosoma **CE8**, spesso mediamente 20-70 cm, si rinviene a contatto con il **CE6** solo in corrispondenza dei solchi di erosione di cui esso completa il colmamento avviatosi già in precedenza. In altri contesti esso viene a ricoprire **CE7** o direttamente le piroclastiti di Ottaviano. Si tratta di una ghiaia costituita da pomici dell'eruzione di Avellino [**GLS-m(p)**; **GLS-m(p,l)**], la cui matrice ha granulometria variabile da sabbioso-limosa a limoso-sabbiosa di colore marrone rossiccio. In alcuni contesti si rinvengono anche le pomici di Ottaviano frammiste a quelle di Avellino. A luoghi sono presenti anche clasti carbonatici molto alterati (Φ max 10 cm) [**GLS-m(p,l,c)**]. La struttura di questo corpo è generalmente caotica, ma in alcuni contesti presenta una blanda gradazione diretta o inversa delle pomici. Come meccanismo di trasporto può ipotizzarsi un *debris flow* vulcanoclastico relativamente poco fluido (basso rapporto acqua/detrito). La matrice si presenta molto alterata, il che non è attribuito a pedogenesi, bensì ad un rimaneggiamento delle pomici di Avellino che ha coinvolto anche il paleosuolo **PE5** relativo al **CE7**.

Il litosoma **CE9** non è presente in quest'area, ma si rinviene più a valle, nella zona media del glacis (Stratigrafia E50, parete C).

A contatto netto con il litosoma **CE8**, si rinviene il **CE10**, avente geometria tabulare, che in quest'area presenta 3 livelli, sull'ultimo dei quali si individua un orizzonte pedogenizzato **PE6**. Il livello basale è composto da

⁸ L'espressione clastosostenuto è riferita all'elevata concentrazione di pomici nel deposito e non di clasti carbonatici.

lenti di pomice minute (Φ medio circa 3mm, Φ max 1 cm) che al taglio si presentano sia grigie che bianche, microvacuolari. Sono presenti anche abbondanti, ma minuti frammenti litici di natura lavica [**G-m(p,l)**]. Superiormente si passa al secondo livello caratterizzato dalle facies **SL-ps**, **SL-m(p)**, **SG-psd(p)**, **LS-di(p)**, **SLG-psi(p,l)**, **GSL-d(l)**, **GS-d(l)**, **SGL-ps(p,l)**.

Le caratteristiche granulometriche e sedimentologiche variano lateralmente, infatti, si riconoscono ghiaie pomicee di colore grigio scuro (Φ 0,3 cm), litici lavici minuti e sabbia o limo sabbioso di colore grigio, in quantità variabile. La struttura è massiva o pseudostatificata, a gradazione da diretta a inversa. Quando la frazione sottile prevale, questo livello si presenta molto compatto.

Il livello sovrastante è composto dalle facies **LG-m(l)**, **SL-m(p)**, **SLG-m(p,l)**, **SLG-m(p)**, **GLS-m(p)**, **SLG-m(p,c)**, **SLG-m(p,l,c)**, **GLS-m(p,l,c)**, **SG-pc(l,c)**, **SLG-m(l,c)**, nelle quali si individuano diverse granulometrie e strutture. La componente ghiaiosa è formata da pomice minute (sia grigie che bianche) che prevalgono su quelle più grossolane (Φ max 1 cm) e da rari clasti calcarei alterati (Φ max 5 cm). Generalmente questo livello presenta struttura caotica e segni di pedogenesi (**PE6**). Inoltre, si evidenzia il frequente rinvenimento di frammenti di piastre e ceramica d'impasto preistorica, Probabilmente si tratta di reperti risalenti alla parte medio-recente dell'Età del Bronzo (comunicazione verbale dott. archeologo Domenico Camardo). I caratteri stratigrafici suggeriscono per questo litosoma processi deposizionali da *debris flow* con rapporto acqua/detrito maggiore rispetto al litosoma CE8.

Il litosoma CE10 passa al **CE11** mediante contatto irregolare. **CE11** ha spessore variabile tra 15 e 60 cm, geometria tabulare ed è caratterizzato principalmente dalla facies **SL-d(p,l)** e a luoghi da **S-m(p,l)**, **SL-m**, **SL-m(p,l,c)**, **SLG-m(p,l)** e **SGL-m(p,l)**. La componente ghiaiosa è data esclusivamente da pomice grigio scuro rimaneggiate (Φ 0,3 cm) e litici lavici. Il livello mostra generalmente una gradazione diretta o talora si presenta caotico. Come per il precedente, anche CE11 presenta caratteri stratigrafici da *debris flow*.

Segue una fase di relativa stabilità morfologica che dà origine all'orizzonte di alterazione **PE7**, distinguibile per il suo colore marrone.

La ripresa della sedimentazione su questo tratto del glacis è testimoniata dal litosoma sabbioso limoso **CE12**, il quale poggia per contatto netto sul CE11 ed ha spessore variabile tra 10 e 70 cm. Esso è composto principalmente dalle petrofacies **LS-m**, **LS-m(p)** ed **LS-m(p,l)** e subordinatamente dalle petrofacies **GS-ps(p)**, **SG-pc(l,p)** e **SG-md(l,p)**. Si tratta di un limo sabbioso o di una sabbia limosa, contenente pomici e litici di colore grigio, massivo, il cui processo deposizionale è attribuibile ad un *debris-hyperconcentrated flow* vulcanoclastico.

La sommità del litosoma appena descritto presenta spesso una colorazione marrone, indicando una fase di esposizione ed alterazione (livello pedogenetico **PE8**).

Il litosoma CE12 passa in maniera netta al litosoma vulcanoclastico **CE13**, che ha spessore variabile tra 10 e 90 cm e geometria tabulare. Quest'ultimo è caratterizzato dalle petrofacies: **LS-m**, **LS-m(p)**, **LS-m(p,l)**, **LSG-m(p,l)**, **SL-m(p,l)**, **SG-m(p)** e **GSL-m(p,l)**. Litologicamente l'unità è composta da pomici eterometriche, principalmente grigie ed elementi delle eruzioni protostoriche e rare pomici dell'Eruzione di Ottaviano, con matrice sabbiosa, a luoghi limosa, grigia nella porzione basale, marrone chiaro verso il top. La distribuzione degli elementi è generalmente caotica, raramente pseudostratificata. Il processo genetico per questo litosoma è riconducibile a *debris-hyperconcentrated flow* vulcanoclastici.

La colorazione marrone chiaro verso il top indica una fase di esposizione protratta che diede luogo al fronte di alterazione **PE9**.

Mediante una superficie regolare si passa al litosoma **CE14** che si presenta con spessore variabile tra 20 e 70 cm e le cui petrofacies caratterizzanti sono: **SLG-m(p,l)**, **GSL-m(p,l)**, **GSL-m(p,l,c)**, **GLS-ps(p,l)** e **GLS-m(p,l)**. Si tratta di un deposito vulcanoclastico con pomici poligeniche e rari clasti carbonatici. La frazione sottile è generalmente sabbiosa, di colore marrone. La distribuzione degli elementi è caotica, per cui il processo di messa in posto è riconducibile ad un *debris flow*. Essendo il deposito caratterizzato interamente da una colorazione marrone, si

ipotizza che la matrice provenga dal sottostante litosoma CE13, precedentemente alterato.

Sui depositi del litosoma CE14 si rinvencono le **Piroclastiti del 472 a.D.** che tuttavia appaiono in giacitura primaria solo in pochi affioramenti. Quando presenti in posto, sono sempre prive della cinerite che normalmente chiude questa eruzione, a testimonianza di una fase erosiva avvenuta realmente sul *glacis*, a discapito della stessa cinerite **EE4**.

Segue il litosoma **CE15** rinvenuto con spessore variabile tra 15 e 20 cm, che è composto unicamente dalla facies **G-m(l,p)**. In esso si rinvencono solo elementi rimaneggiati del manto piroclastico del **472 a.D.**, distribuiti in maniera caotica e privi di matrice. Spesso questo corpo si presenta pseudocementato. Va notato che il corpo **CE15**, dove presente, poggia direttamente sul corpo **CE14**, testimoniando una rielaborazione areale delle piroclastiti del 472 a.D., probabilmente avvenuta poco dopo l'eruzione.

La fase erosiva sopra citata **EE4**, oltre ad avere un'estensione areale, scava solchi che arrivano ad interessare anche il litosoma **CE11**. Segue il litosoma da ghiaioso sabbioso a sabbioso limoso **CE16** che ha spessore compreso tra 20 e 70 cm ed è composto dalle petrofacies **GSL-m(l,p)**, **SLG-m(p,l)**, **GS-i(p,l)**, **GLS-m(p,l)**, **GLS-m(l,p)** e **LSG-d(p,l)**. I suoi depositi contengono principalmente elementi provenienti dal rimaneggiamento erosivo della coltre piroclastica del 472 a.D., con subordinata componente vulcanoclastica derivata dalle eruzioni precedenti, nonché clasti carbonatici sparsi. La matrice è generalmente sabbioso limosa, di colore marrone chiaro. Come accennato in precedenza, a causa della citata superficie d'erosione (**EE5**), il corpo **CE16**, a luoghi poggia direttamente su CE14 e su corpi sottostanti (fino al litosoma **CE11**).

La successione locale prosegue con i prodotti piroclastici **dell'eruzione del 1631 a.D.** che si rinvencono in maniera discontinua nell'area a causa di successive asportazioni erosive (**EE5**).

Segue una fase deposizionale che dà origine al litosoma ghiaioso **CE17**, che presenta solo la petrofacies **G-m(p,l)** con spessore di circa 10 cm. La sua presenza indica una fase erosiva avvenuta a monte, la quale ha interessato esclusivamente la coltre piroclastica del 1631 a.D.

A contatto irregolare, segue il litosoma sabbioso limoso **CE18**, il quale presenta uno spessore di circa 20 cm ed è costituito solo dalla petrofacies **SLG-m(p,l)**. In questo litosoma si hanno elementi provenienti dalla coltre del 1631 a.D. insieme ad una matrice sabbioso limosa marrone, derivante da erosione di vecchi suoli (o piroclastiti alterate). Alla sommità di quest'ultimo corpo si sviluppa l'attuale suolo, che qui appare sconvolto da una delle colate del 5-6 maggio 1998.

Fascia medio-prossimale, Vasca Episcopio

Litosomi ed eruzioni	Petrofacies	Pedogenesi	Fasi erosive
CE18	SLG-m(p,l)		
CE17	G-m(p,l)		EE5
Piroclastiti del 1631 a.D.			
CE16	GSL-m(l,p); SLG-m(p,l); GLS-m(p,l); GLS-m(l,p); LSG-d(p,l)		
CE15	G-m(l,p)		EE4
Piroclastiti del 472 a.D.			
CE14	SLG-m(p,l); GSL-m(p,l); GSL-m(p,l,c); GLS-ps(p,l); GLS-m(p,l)		
CE13	LS-m; LS-m(p); LS-m(p,l); LSG-m(p,l); SL-m(p,l); SG-m(p); GSL-m(p,l)	PE9	
CE12	LS-m; LS-m(p,l); LS-m(p); GS-ps(p); SG-pc(l,p); SG-md(l,p)	PE8	
CE11	SL-d(p,l); S-m(p,l); SL-m; SL-m(p,l,c); SLG-m(p,l); SGL-m(p,l)	PE7	
CE10	G-m(p,l); SL-ps; SL-m(p); SG-psd(p); LS-di(p); SLG-psi(p,l); GSL-d(l); GS-d(l); SGL-ps(p,l); LG-m(l); SLG-m(p,l); SLG-m(p); GLS-m(p); SLG-m(p,c); SLG-m(p,l,c); GLS-m(p,l,c); SG-pc(l,c); SLG-m(l,c)	PE6	
CE8	GLS-m(p); GLS-m(p,l)GLS-m(p,l,c)		
CE7	LS-m(p)	PE5	
CE6	GS-ps(l,p,c); GLS-m(l,p,c); SGL-md(p,c)		EE2
CE5	GSL-ps(p,l); GLS-m(p,l)		
Pomici di Ottaviano			
CE4	GSL-m(c); SL-m(c)	PE4	

Tabella 5.2.4

Sezione ES3

NW

SE

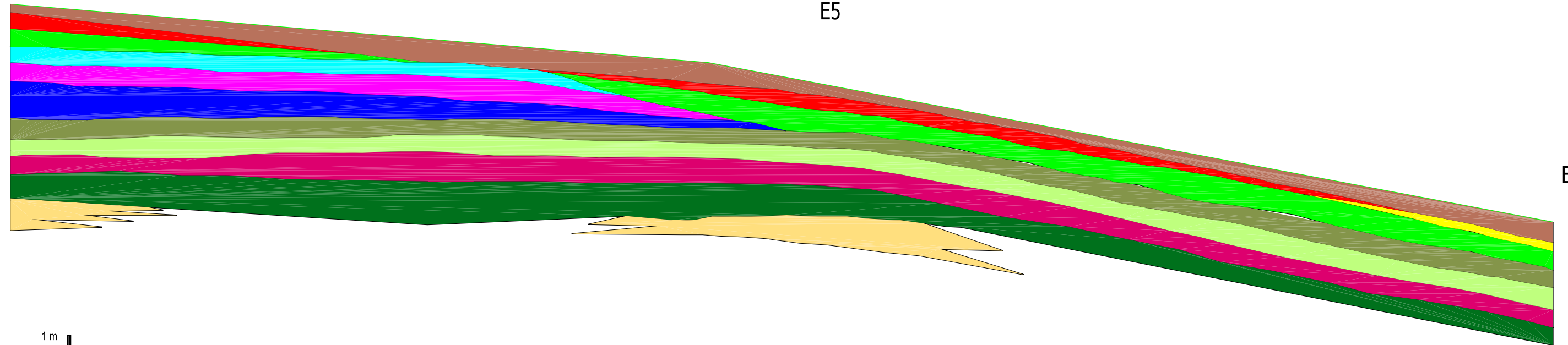
E3

E4

E5

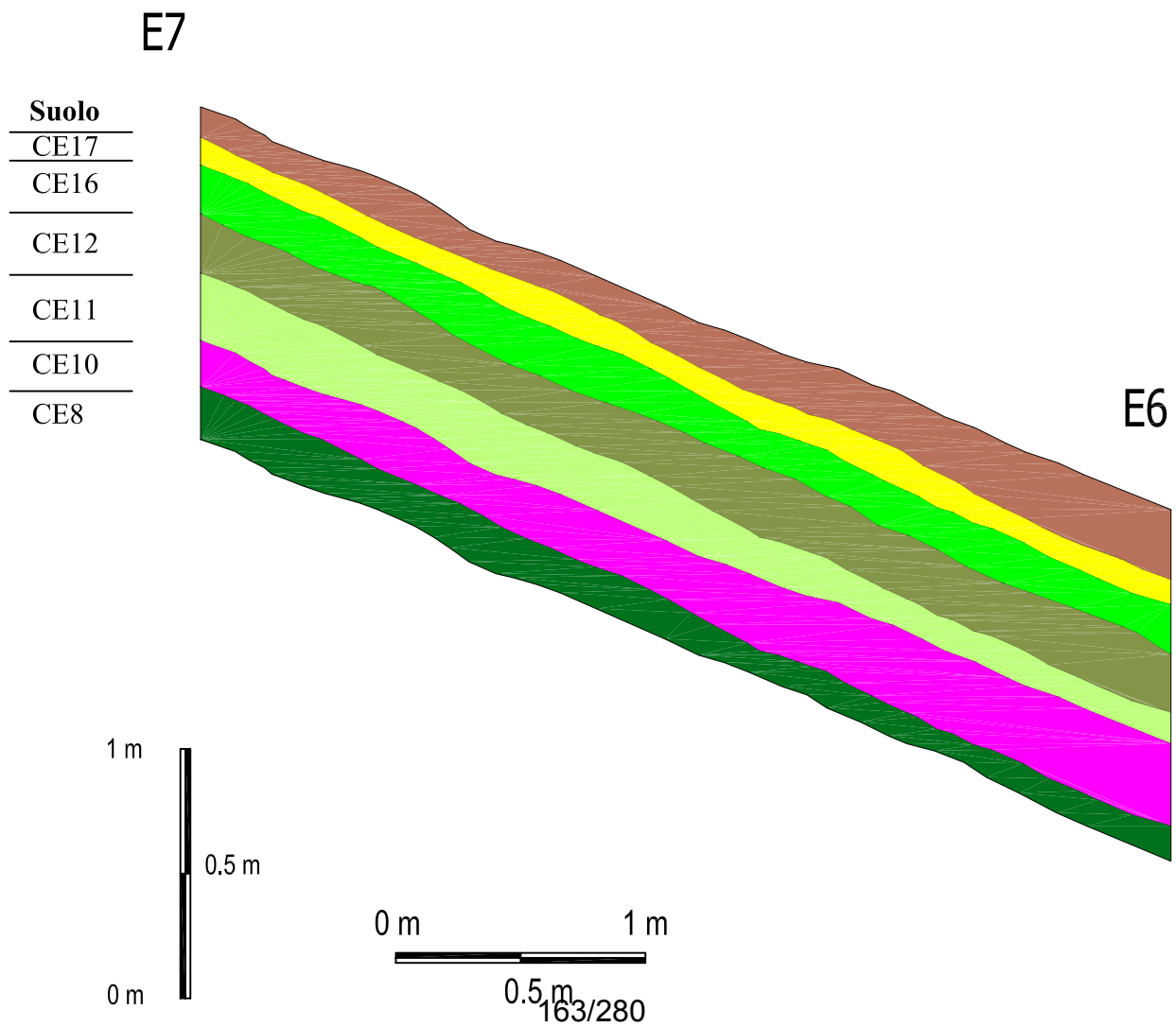
E6

Suolo
CE18
CE16
CE15
CE14
CE13
CE12
CE11
CE10
CE8
CE7



Sezione ES4

NE SW



NE

Sezione ES10

SW

E19

Suolo
1631 a.D.

E18

CE16

CE13

CE12

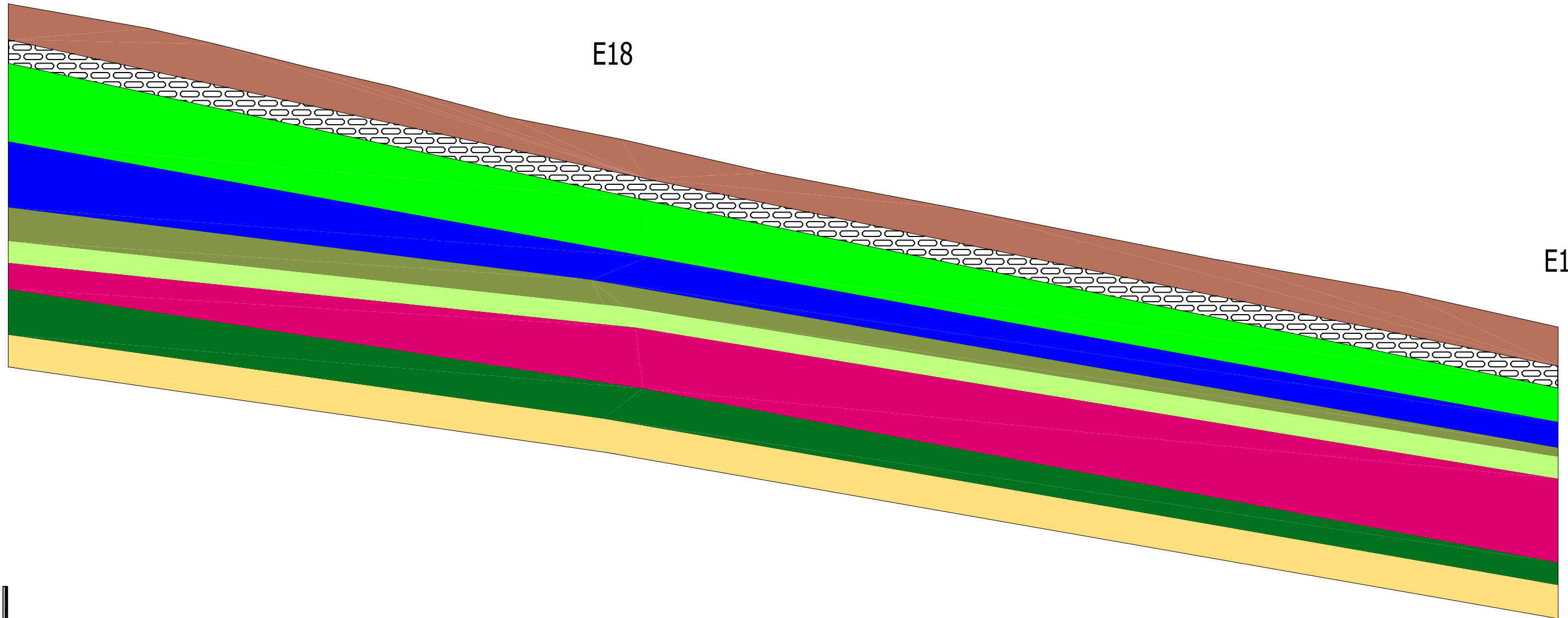
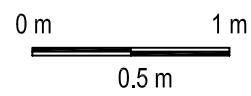
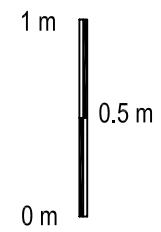
CE11

CE10

CE8

CE7

E17



Sezione ES11

NW

SE

E19

E20

Suolo
1631 a.D.

CE16

CE13

CE12

CE11

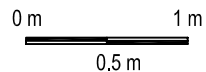
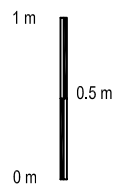
CE10

CE8

CE7

472 a.D.

Piroclastiti di Ottaviano



Località Episcopio; scavo antropico nell'area media del glaciais, presso Vallone Trave (figura 5.2.8).

Scavo antropico per la realizzazione di un edificio, posto in sinistra idraulica del Vallone Trave a circa 85 m s.l.m. Sono statirilevati tre fronti di scavo, indicati rispettivamente parete A,B e C (Nord, Ovest, Sud).

Stratigrafia E50

Parete A

Dal basso verso l'alto si rinviene:

- a) Deposito affiorante per circa 50 cm, *clast supported*, formato da clasti carbonatici disposti in maniera massiva ed in contatto, eterometrici, da angolari a subangolari con matrice sabbiosa marrone ocra;
- b) Deposito potente circa un metro, sabbioso limoso marrone ocra in cui si rinvencono lenti di clasti carbonatici subangolari, il deposito mostra segni di alterazione da pedogenesi;
- c) Deposito piroclastico potente circa 1,5 m, in giacitura primaria, appartenente all'eruzione di Ottaviano;
- d) In maniera netta si passa ad un deposito spesso circa 30 cm, sabbioso limoso marrone scuro mostrandone segni di alterazione da pedogenesi;
- e) Deposito vulcanoclastico 10-20 cm, formato da pomici della formazione di Avellino rimaneggiate, in matrice sabbiosa marrone (descrizione fatta a distanza);
- f) Deposito limo sabbioso di colore marrone scuro (descrizione fatta a distanza), spesso circa 30 cm;
- g) Deposito vulcanoclastico con elementi piroclastici delle formazioni piroclastiche del 472 a.D. e del 1631 a.D. (descrizione fatta a distanza);

Parete B

Dal basso verso l'alto si rinviene:

- a) Deposito affiorante per circa 50 cm, *clast supported*, formato da clasti carbonatici disposti in maniera massiva ed in contatto, eterometrici, da angolari a subangolari con matrice sabbiosa marrone ocra;

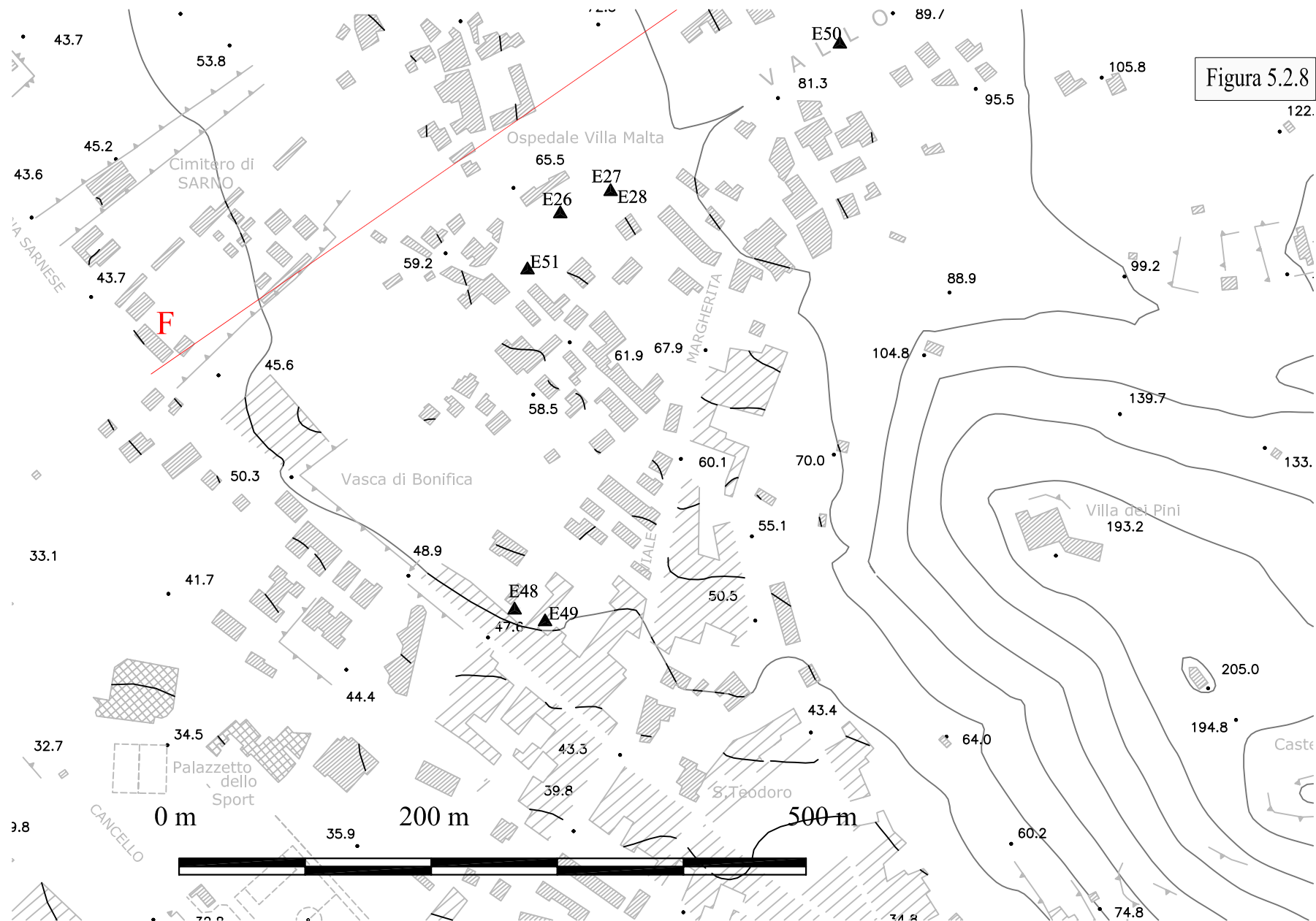


Figura 5.2.8

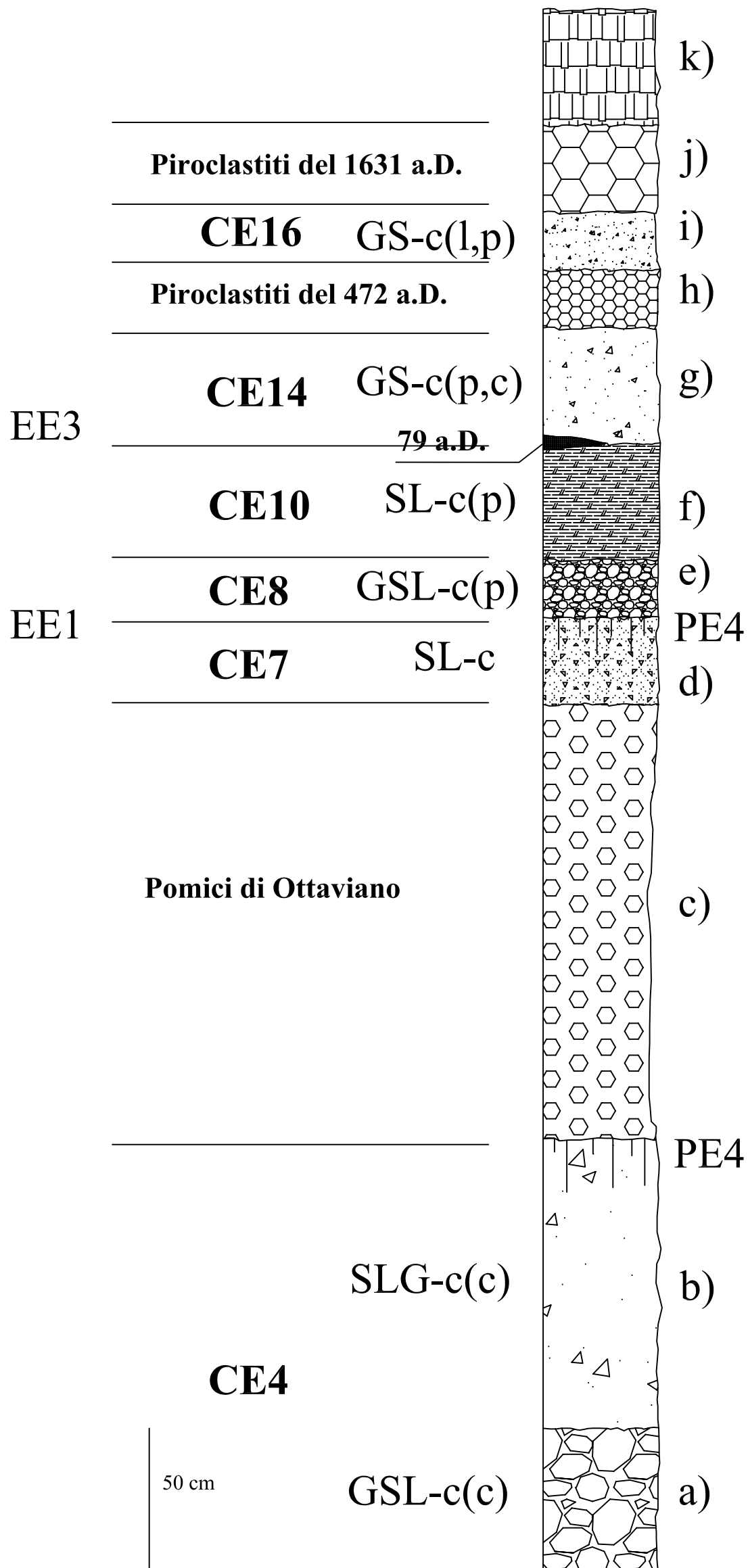
- b) Deposito potente circa un metro, sabbioso limoso marrone oca in cui si rinvengono lenti di clasti carbonatici subangolari, il deposito mostra segni di alterazione da pedogenesi;
- c) Deposito piroclastico potente circa 1,5 m, in giacitura primaria, appartenente all'eruzione di Ottaviano;
- d) In maniera netta si passa ad un deposito spesso circa 30 cm, sabbioso limoso marrone scuro mostrante segni di alterazione da pedogenesi;
- e) Deposito vulcanoclastico 10-20 cm, formato da pomici della formazione di Avellino rimaneggiate, in matrice sabbiosa marrone (descrizione fatta a distanza);
- f) Deposito limo sabbioso di colore marrone scuro (descrizione fatta a distanza), spesso circa 30 cm;
- g) Deposito ghiaioso sabbioso marrone chiaro, ricco in pomici e con rari clasti carbonatici disseminati in maniera massiva, di piccole dimensioni;
- h) Deposito piroclastico della formazione di Pollena, in giacitura primaria, 20 cm circa;
- i) Riporto per circa 40 cm.

Parete C

Dal basso verso l'alto si rinvengono:

- a) Deposito affiorante per circa 50 cm, *clast supported*, formato da clasti carbonatici disposti in maniera massiva ed in contatto, eterometrici, da angolari a subangolari con matrice sabbiosa marrone oca;
- b) Deposito potente circa un metro, sabbioso limoso marrone oca in cui si rinvengono lenti di clasti carbonatici subangolari, il deposito mostra segni di alterazione da pedogenesi;
- c) Deposito piroclastico potente circa 1,5 m, in giacitura primaria, appartenente all'eruzione di Ottaviano;
- d) In maniera netta si passa ad un deposito spesso circa 30 cm, sabbioso limoso marrone scuro mostrante segni di alterazione da pedogenesi;
- e) Deposito vulcanoclastico 10-20 cm, formato da pomici della formazione di Avellino rimaneggiate, in matrice sabbiosa marrone;

E50 -Parete C-



- f) Deposito potente circa 40 cm, sabbioso limoso grigio, alla base si rinvengono minute pomici (Φ max 1 cm) grigie, nella porzione superiore le pomici risultano disseminate caoticamente;
- g) Deposito ghiaioso sabbioso marrone chiaro, ricco in pomici e con rari clasti carbonatici disseminati in maniera massiva, di piccole dimensioni, alla base si rinviene una lente di pomici rimaneggiate dell'eruzione del 79 a.D.;
- h) Deposito piroclastico della formazione di Pollena, in giacitura primaria, 20 cm circa;
- i) Deposito vulcanoclastico spesso circa 20 cm formato da elementi del 472 a.D. rimaneggiati in matrice sabbioso limosa ;
- j) Deposito piroclastico della formazione del 1631 a.D., in giacitura primaria, 30 cm circa;
- k) Riporto per circa mezzo metro.

Sintesi stratigrafica e sedimentologica dell'area media del glacis. Località Episcopio, Vallone Trave (tabella 5.2.5).

La sezione artificiale qui trattata, si colloca nella zona media del glacis, tra le quote di circa 100 e 80 m s.l.m. Quest'area presenta un'acclività compresa tra 3° e 9° (cap. 4 e figura 4.4).

La successione stratigrafica ricostruita per questa area presenta gli stessi litosomi che sono stati descritti per l'area medio prossimale di questo settore di *glacis* (area della Vasca di raccolta del Vallone Trave), ma con spessori diversi.

In quanto a livelli piroclastici che aiutano a fissare vincoli cronologici, abbiamo le **Pomici di Ottaviano** (8 ka) ed i depositi relativi alle eruzioni del **472 a.D.** e del **1631 a.D.**. Sebbene rimaneggiate, vi ricorrono anche le **Pomici di Avellino**, i prodotti di una delle cosiddette **Eruzioni Protostoriche** e le pomici dell'**eruzione di Pompei**.

Passando agli intervalli sedimentari che si rinvergono interposti alle unità piroclastiche primarie, vediamo che il più antico tra quelli posti in affioramento con gli scavi è anteriore all'eruzione di Ottaviano (8ka) ed è siglato con **CE4**. Esso è costituito dalle petrofacies **GSL-m(c)** ed **SLG-m(c)**, che consistono rispettivamente in ghiaie clasto-sostenute eterometriche (Φ max 5 cm), con clasti carbonatici subangolari, aventi distribuzione caotica a scarsa matrice con tessitura sabbioso-limosa e di colore marrone chiaro. Verso l'alto, il litosoma si arricchisce in matrice [petrofacies **SLG-m(c)**] e presenta un evidente fronte di alterazione dovuto alla esposizione occorsa prima dell'arrivo delle pomici di Ottaviano. Queste tracce di paleosuolo vengono siglate come **PE4** in considerazione della presenza di altri due livelli analoghi nelle parti più antiche (qui non esposte) della successione associata al glacis basale dei Monti di Sarno.

Sul paleosuolo poggiano le **pomici di Ottaviano** in giacitura primaria, con spessore di circa 1,5 m.

Nelle pomici di Ottaviano, si rinviene un solco erosivo ampio circa 10 metri e profondo circa 2 metri riconducibile alla fase erosiva **EE2**, testimoniata anche nell'area medio prossimale (Vasca Episcopio)

Le pomice sono ricoperte dal litosoma **CE7** (30 cm) che si presenta nella facies **SL-m**, caratterizzata da una sabbia limosa, di colore marrone scuro, in cui si rinvencono rare pomice dell'eruzione sottostante. Il tetto dell'unità si presenta sensibilmente alterato da una fase di esposizione, evidenziata dalla colorazione rossastra e dalla presenza di pomice sparse molto alterate (paleosuolo **PE5**).

A contatto con **CE7**, si è osservato un corpo di ghiaia ad elementi pomice (**CE8**) dell'eruzione di Avellino, rimaneggiati [petrofacies: **GSL-m(p)**], la cui matrice ha granulometria sabbioso-limosa di colore marrone rossiccio.

Tale corpo si presenta come lenti spesse circa 20 cm ed estese per non più di due metri, aventi base piatta e tetto irregolare.

Segue, con passaggio netto, il litosoma **CE9**, che si presenta come una sabbia limosa, di colore marrone scuro, massiva [petrofacies **SL-m(p)**], su cui si rinvencono piccoli solchi erosivi (**EE3**).

Tale superficie erosiva costituisce la base del successivo litosoma **CE10** il quale presenta al letto un livello discontinuo, spesso circa 3 cm di pomice di colore grigio e diametro massimo di circa 1 cm. Segue, sempre nell'ambito di **CE10**, una sabbia limosa addensata di colore grigio, con pomice minute sparse. Tale litosoma è ascrivibile alle eruzioni protostoriche, qui presente solo nella facies **SL-m(p)**.

In quest'area mancano il fronte di alterazione **PE5** relativo al **CE10** ed i litosomi **CE11**, **CE12** e **CE13** con i relativi fronti di alterazione, ma si rinvencono direttamente lenti di pomice grigie, eterometriche (Φ max 4 cm), vacuolari, con litici carbonatici e lavici di piccole dimensioni, ascrivibili all'eruzione del **79 a.D.**

La mancanza del fronte di alterazione **PE5** indica una probabile erosione areale (**EE4**) avvenuta in questa area a scapito sia delle pomice del 79 a.D. che del litosoma **CE10**. L'assenza di **CE11**, **CE12** e **CE13**, suggerisce probabilmente che tali litosomi si sono arrestati nel loro percorso, sulla porzione medio prossimale di questo settore di *glacis*.

Il litosoma **CE14** copre la discontinuità **EE4**. Esso è costituito da pomice rimaneggiate poligeniche, ovvero provenienti dalla erosione di depositi da fall di più eruzioni. In particolare, vi si riconoscono

principalmente pomici grigie attribuibili all'eruzione di Pompei (79 a.D.), rare pomici del tipo di quelle associate alla eruzione di Ottaviano ed elementi delle Eruzioni Protostoriche. Il deposito presenta una matrice sabbiosa e, a luoghi, limosa, facies del tipo **GS-m(p,c)**, colore complessivo marrone. Quest'ultimo è stato riconosciuto con analoghi caratteri e stessa posizione stratigrafica nella fascia medio prossimale della porzione di glacis influenzata dal Vallone Trave, i quali indicano che la matrice deriva da fronti di alterazione relativi ai litosomi sottostanti.

Seguono le piroclastiti primarie del **472 a.D.**, prive del livello cineritico che generalmente le ricopre (**EE5**).

Il litosoma **CE16** è formato dalla petrofacies **GS-m(l,p)** spesso circa 20 cm, è composto principalmente da elementi del 472 a.D. con rari clasti carbonatici sparsi. La matrice è sabbioso-limosa e di colore marrone grigiastro. Superiormente si rinviene, in giacitura primaria, ma troncato al top (**EE6**), il **deposito piroclastico del 1631 a.D.**, spesso circa 30 cm. Al di sopra di questa ultima unità piroclastica si rinviene il suolo attuale e, localmente, materiali di risulta.

Fascia media, Vallone Trave Episcopio (scavo privato)

Litosomi ed eruzioni	Petrofacies	Pedogenesi	Fasi erosive
			EE6
Piroclastiti del 1631 a.D.			
CE16	GS-m(l,p)		EE5
Piroclastiti del 472 a.D.			
CE14	GS-m(p,c)		EE4
Piroclastiti del 79 a.D.			
CE10	SL-m(p)		EE3
CE9	SL-m(p)		
CE8	GSL-m(p)		
CE7	SL-m	PE5	EE2
Pomici di Ottaviano			
CE4	GSL-m(c); SLG-m(c)	PE4	

Tabella 5.2.5

Fasi erosive



Località Episcopio; scavi antropici nell'area medio-distale del glacis, via Pedagnoli (figura 5.2.8).

In sinistra del vecchio ospedale sono in corso scavi antropici per la realizzazione dei nuovi edifici.

Stratigrafia E26

Dal basso verso l'alto si rinviene:

- a) Deposito avente spessore di 0,50 m affiorante, granulometria sottile (difficile da identificare perché il rilievo è fatto a distanza a causa dell'inaccessibilità dello scavo). Il deposito è di colore marrone chiaro, ed è pedogenizzato.



Foto 17: Scavo SA, sono ben evidenti i depositi piroclastici in posizione primaria appartenenti alle eruzioni di Ottaviano, Pompei e Pollena. A tali depositi si intercalano depositi da *debris flow* o *hyperconcentrated flow* (???) con orizzonti pedogenizzati.

- b) Deposito piroclastico di spessore 1,5 m, in giacitura primaria, appartenente all'eruzione di Ottaviano, mostrante contatto irregolare con il deposito sottostante.

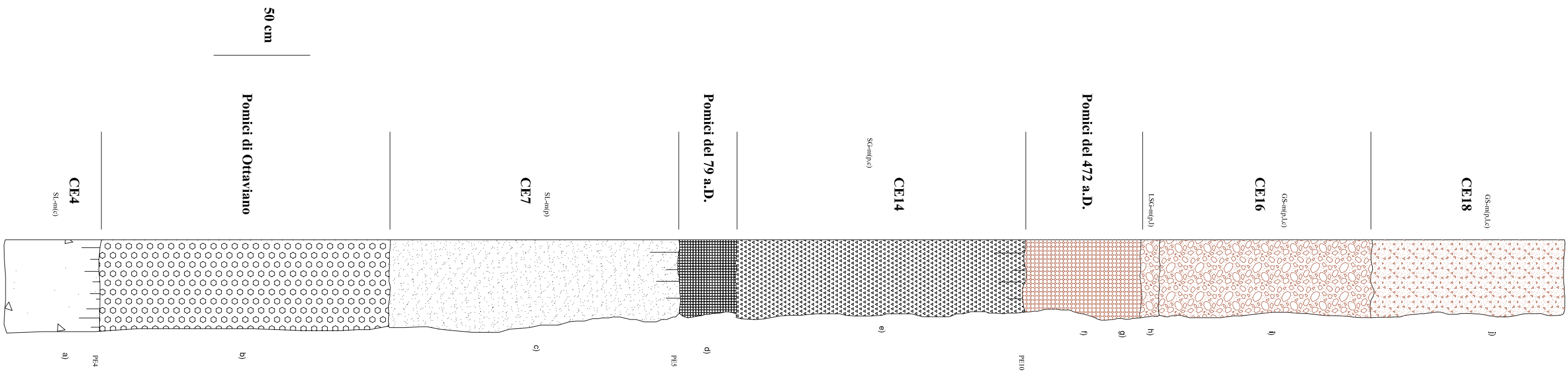
- c) Deposito con spessore variabile intorno a 1,5 m, a granulometria sottile di colore marrone scuro, con pomici minute; presenta contatto irregolare col deposito sottostante.
- d) Deposito piroclastico dello spessore variabile tra 0,20-0,30 m in giacitura primaria, appartenente all'eruzione di Pompei (79 a.D.); mostra contatto irregolare con il deposito sottostante.
- e) Deposito dello spessore di circa 1,5 m, di colore marrone, ricco in pomici minute e rari clasti carbonatici che non superano il diametro di 3 cm, con matrice sabbiosa; mostra contatto irregolare col deposito sottostante.
- f) Deposito piroclastico con spessore di 0,30 m, in giacitura primaria, appartenente all'eruzione di Pollena (472); presenta contatto irregolare con il deposito sottostante.
- g) Deposito spesso 0,35 m, granulometria limo sabbiosa, di colore grigio verde. Il deposito si presenta molto compatto e mostra contatto regolare con le piroclastiti sottostanti, si tratta delle cineriti dell'eruzione di Pollena.
- h) Deposito spesso 0,10 m, avente granulometria limo sabbiosa, di colore marrone verde, meno compatto del deposito sottostante, ricco in minute pomici e litici, appartenenti all'eruzione di Pollena.
- i) Deposito sabbioso limoso di colore grigio scuro con piccole pomici e litici.
- j) Deposito spesso circa 2 m ricco in pomici eterometriche aventi diametro massimo 2 cm e clasti carbonatici, la matrice è sabbiosa. Il deposito presenta due orizzonti, quello sottostante, spesso 1 m, è di colore marrone, quello soprastante è di colore grigio.

Stratigrafia E27

Esposizione W dello scavo:

- a) 0,15 m deposito rimaneggiato, caratterizzato da pomici grigie, sia chiare che scure, con litici carbonatici e matrice sabbiosa grigia. I prodotti piroclastici appartengono all'eruzione del 79 a. D.

Ricostruzione: Stratigrafia E26



- b) 0.8 m di deposito sabbioso limoso marrone, con abbondanti pomici eterometriche e clasti carbonatici sparsi. Su questo deposito sono presenti antichi solchi agrari.
- c) 0,20 m pomici appartenenti all'eruzione del 472, in posizione primaria.
- d) 0,20 m deposito limo sabbioso di colore grigio verde molto compatta a contatto regolare con il deposito sottostante (cinerite).
- e) 0,50 m deposito sabbioso limoso di colore marrone, si rinvencono pomici minute distribuite in maniera caotica nel deposito.
- f) Questo deposito ha uno spessore variabile da 0,10-0,50 m che tende ad aumentare verso valle. Il deposito si presenta sabbioso, costituito quasi esclusivamente da pomici minute di colore grigio scuro e subordinatamente da clasti carbonatici subangolari. Sono evidenti delle laminazioni che testimoniano il trasporto di tali materiali da parte dell'acqua.
- g) 0,05 m livello discontinuo contenente materiali appartenenti all'eruzione del 1631.
- h) 0,50 m deposito sabbioso di colore marrone, ricco in pomici minute e con rari clasti carbonatici sparsi.
- i) 0,30 m deposito sabbioso di colore grigio scuro, ricco in pomici minute con clasti carbonatici sparsi, molto compatto a struttura caotica. I clasti carbonatici sono molto piccoli, i più grandi raggiungono i 5 cm.

Ricostruzione; Stratigrafia E27

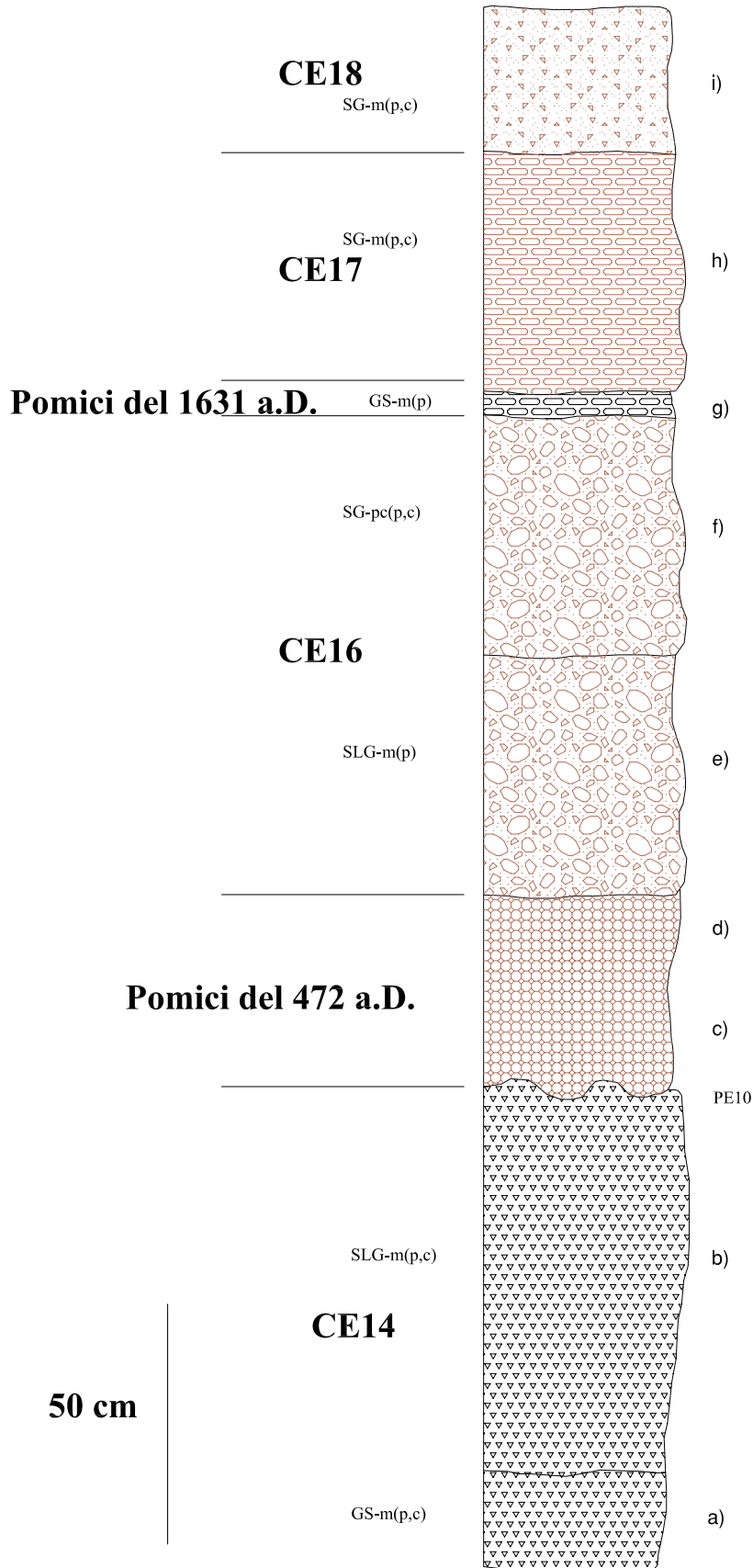




Foto 18: Affioramento dello scavo SB (parete W) sono evidenti i solchi agrari su cui poggiano le piroclastiti del 472 a.D.

Stratigrafia E28

Dal basso verso l'alto si rinviene:

- a) 0,15 m deposito rimaneggiato, caratterizzato da pomice grigie, sia chiare che scure, con litici carbonatici e matrice sabbiosa grigia. I prodotti piroclastici appartengono all'eruzione del 79 a. D.
- b) 1 m di deposito sabbioso limoso marrone, con abbondanti pomice eterometriche e clasti carbonatici sparsi. Su questo deposito sono presenti antichi solchi agrari.
- c) 0,30 m pomice appartenenti all'eruzione del 472, in posizione primaria.
- d) 0,50 m deposito limo sabbioso di colore grigio verde molto compatta a contatto regolare con il deposito sottostante (cinerite).
- e) 0,50 m deposito sabbioso limoso di colore marrone, si rinvencono pomice minute distribuite in maniera caotica nel deposito.
- f) 0,10 m deposito piroclastico del 1631, che diventa discontinuo verso valle.
- g) Deposito con spessore variabile da 0,10-0,50 m che tende ad aumentare verso valle. Il deposito si presenta sabbioso, costituito quasi

esclusivamente da pomici minute di colore grigio scuro. Sono evidenti delle laminazioni che testimoniano il trasporto di tali materiali da parte dell'acqua.

h) 0,50 m deposito sabbioso di colore marrone, ricco in pomici minute e con rari clasti carbonatici sparsi.

i) 0,30 m deposito sabbioso di colore grigio scuro, ricco in pomici minute con clasti carbonatici sparsi, molto compatto a struttura caotica. I clasti carbonatici sono molto piccoli, i più grandi raggiungono i 5 cm.

Via Pedagnali Episcopio, sinistra vecchio ospedale. Scavo antropico per la realizzazione di un nuovo edificio in Via Pedagnali.

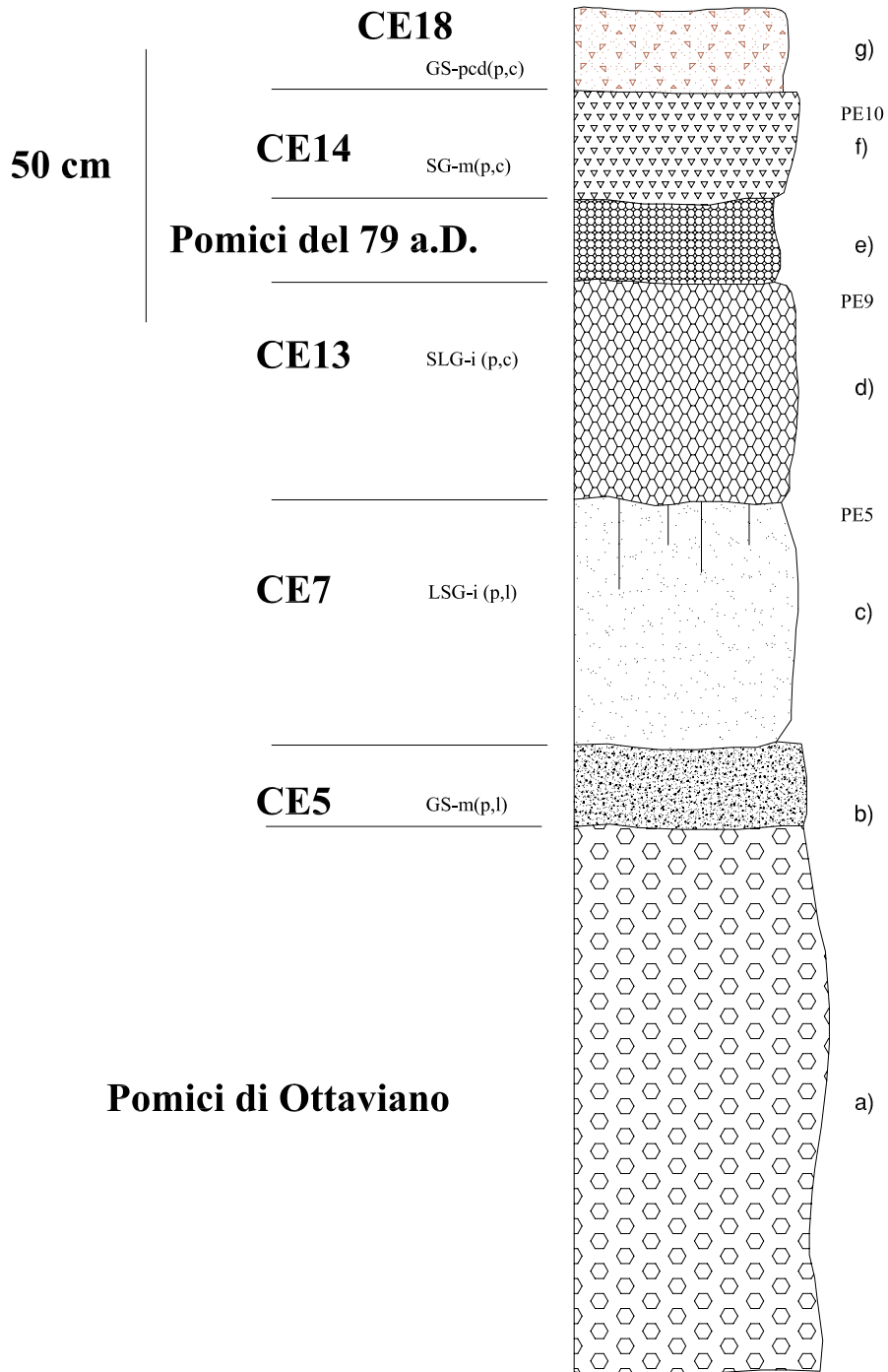
Stratigrafia E51

Dal basso verso l'alto si rinviene:

- a) Deposito piroclastico affiorante per circa 1 m, in giacitura primaria, appartenente all'eruzione di Ottaviano, mostrante contatto netto con il deposito sovrastante;
- b) Livello di 8 cm formato da pomici rimaneggiate e lapilli della formazione di Ottaviano in matrice sabbiosa grigio-beige, superiormente si passa in modo netto, ad un altro livello di 5 cm, sabbioso marrone con pomici rimaneggiate e lapillo dell'eruzione di Ottaviano;
- c) Deposito potente circa 45 cm, limoso con pomici disseminate in maniera massiva della formazione di Ottaviano, che abbondano nella parte superiore del deposito, si rinvencono inoltre rizoconcrezioni; il deposito mostra segni di alterazione da pedogenesi;
- d) Deposito spesso circa 40 cm, sabbioso debolmente limoso, da grigio scuro a marrone con pomici disseminate dell'eruzione di Ottaviano e rari clasti carbonatici subangolari e qualche frammento ceramico. Sia i clasti che i cocci prevalgono nella porzione superiore del deposito, anche questo mostra segni di alterazione da pedogenesi;

- e) Deposito piroclastico del 79 a.D. in giacitura primaria, spesso circa 15 cm;
- f) Deposito sabbioso marrone, spesso circa 20 cm, con numerose pomice (da 0.5 a 1 cm) dell'eruzione del 79 a.D., si rinvengono inoltre rari clasti carbonatici subangolari;
- g) Deposito vulcanoclastico, spesso circa 15 cm, formato da pomice subarrotondate, grigie ed a luoghi gradate, si riconoscono inoltre strutture da trasporto in acqua.

Ricostruzione; Stratigrafia E51



Sintesi stratigrafica e sedimentologica dell'area di glacis medio distale del Vallone Trave (Tabella 5.2.6).

Gli scavi antropici qui analizzati, sono compresi tra le quote di 75 e 60 m s.l.m., nell'area medio distale del glacis, in località Episcopio. L'acclività in quest'area è compresa mediamente tra 6° e 3°, con rare fasce tra 9° e 6°.

La successione stratigrafica ricostruita per questa area presenta alcuni dei litosomi che sono stati descritti per l'area medio prossimale e media, di questo settore di *glacis*, i quali saranno indicati con le stesse sigle utilizzate per le aree precedentemente descritte.

In questa zona i marker piroclastici primari disponibili sono rappresentati dalle **Pomici di Ottaviano**, seguite da quelle del **79 a.D.**, di **Pollena** e del **1631 a.D.**

Tra gli intervalli sedimentari che si rinvergono interposti alle unità piroclastiche primarie, il più antico di quelli posti in affioramento con gli scavi è anteriore all'eruzione di Ottaviano (8ka) ed è siglato con **CE4**. Quest'ultimo è qui rappresentato dalla petrofacies **SL-m(c)**; costituito da sabbia limosa di colore marrone tendente al bruno verso il top, con clasti carbonatici sparsi e precipitazioni carbonatiche. La colorazione della matrice è indice di un fronte di alterazione abbastanza spinto, che va a formare il paleosuolo **PE4**, già rinvenuto con le medesime caratteristiche nelle aree precedentemente discusse.

Le **pomici di Ottaviano** ammantano tale litosoma con uno spessore di circa 1,5 m.

Il litosoma **CE5** con la petrofacies **GS-m(p,l)** e spessore di circa 20 cm, poggia con contatto netto sui prodotti piroclastici dell'eruzione di Ottaviano. Il litosoma CE5 non è sempre presente, infatti, spesso, le Pomici di Ottaviano sono sormontate dal **CE7**. Quest'ultimo si presenta nelle petrofacies **SL-m(p)** ed **LSG-i(p,l)**, con uno spessore variabile tra 1 e 1,5 m, alterato (**PE5**).

In quest'area non sono state rinvenute tracce di antiche incisioni, che invece si riscontrano alla stessa altezza stratigrafica, nell'area medio prossimale di questo settore di glacis.

Superiormente si rinviene direttamente il litosoma **CE13** presente nella petrofacies **SLG-i(p,c)**, con spessore massimo di circa 50 cm e formato da una sabbia debolmente limosa da grigio scuro a marrone, con pomici bianche disseminate, attribuibili all'eruzione di Ottaviano, e grigie più rare, con clasti carbonatici a spigoli smussati (Φ 5 cm) e frammenti ceramici ascrivibili al III-II secolo a.C. (comunicazione verbale dott. archeologo Domenico Camardo), la frazione grossolana, compresi i frammenti ceramici, costituisce quasi sempre la porzione superiore del deposito. (**PE9**)

Le **pomici del 79 a.D.**, presenti con uno spessore massimo di circa 20 cm, si rinvenno con lenti discontinue che poggiano sul litosoma **CE13**, a testimonianza di una fase erosiva areale che ha interessato queste piroclastiti (**EE4**).

L'evento eruttivo è seguito dal litosoma **CE14** che si rinviene con spessori variabili da pochi decimetri a circa 1,5 metri. La petrofacies caratterizzante è **SG-m(p,c)**, in cui sia le pomici che i clasti carbonatici, sono distribuiti caoticamente. Il litosoma mostra una colorazione grigia alla base che cambia in marrone verso il top (**PE10**).

La superficie di **CE14** rappresenta un livello di frequentazione antropica, testimoniata spesso dalla presenza di solchi agrari, colmati dai prodotti piroclastici del **472 a.D.** presenti spesso con la relativa cinerite, con la quale arrivano ad avere spessore anche di 50 cm. Questo *tephra*, è ricoperto dal litosoma **CE16** spesso poche decine di centimetri, costituito da elementi del 472 a.D., in matrice sabbioso limosa di colore marrone, caratterizzato dalla petrofacies **SGL-m(l,p)**.

Lenti di pomici del **1631 a.D.** ricoprono tale litosoma ed a loro volta sono sormontate da **CE17**; si tratta di un livello sabbioso limoso di colore grigio scuro il cui spessore tende ad aumentare verso valle, superando anche il metro. Quest'ultimo è costituito da piccole pomici grigio scuro arrotondate e litici, con stratificazione piano-parallela incrociata, a luoghi si presenta gradato [**GS-pc(p,l)**], verso il top si presenta massivo con una colorazione marone [**GS-m(p,l)**].

Il litosoma che chiude la successione in quest'area, è il **CE18**, che si presenta molto compatto e massivo, caratterizzato dalla petrofacies **GS-**

m(p,l,c), in cui si rinvengono pomici minute e sparsi clasti carbonatici (Φ max 5 cm).

Fascia medio distale Episcopio (area ricostruzione)

Litosomi ed eruzioni	Petrofacies	Pedogenesi	Fasi erosive
CE18	GS-m(p,l,c)		
CE17	GS-p(p,l); GS-m(p,l)		
Piroclastiti del 1631 a.D.			
CE16	SGL-m(l,p)		
Piroclastiti del 472 a.D.			
CE14	SG-m(p,c)	PE10	EE4
Piroclastiti del 79 a.D.			
CE13	SLG-i(p,c)	PE9	
CE7	SL-m(p)	PE5	
CE5	GS-m(p,l)		
Pomici di Ottaviano			
CE4	SL-m(c)	PE4	

Tabella 5.2.6

Fasi erosive —

Sintesi stratigrafica e sedimentologica dell'area di glacis distale; presso Vasca San Giovanni a Trave (figura 5.2.8; tabella 5.2.7).

La sezione artificiale commentata in questo paragrafo si colloca nell'area medio distale del settore di *glacis* in Località Episcopio, tra le quote 60-40 m s.l.m. nella zona di influenza dei Valloni Trave e Cantariello. L'acclività in quest'area è compresa tra 6° e 2° circa (vedi cap. 4 figg. 4.2 e 4.5).

La successione stratigrafica ricostruita per quest'area presenta alcuni dei litosomi che sono stati descritti per le aree medio prossimale e media di questo settore di *glacis*, i quali saranno indicati con le stesse sigle utilizzate per le aree precedentemente descritte.

Le unità piroclastiche qui rinvenute in giacitura primaria, a partire dalla più antica affiorante nello scavo, sono rappresentate dalle **Pomici di Ottaviano**, le piroclastiti del **472 a.D.** e del **1631 a.D.**; mentre quelle relative all'eruzione del **79 a.D.**, risultano rimaneggiate e del tutto assenti risultano le eruzioni protostoriche e di Avellino.

Il litosoma più antico qui posto in affioramento con gli scavi è quello siglato come **CE4**, esposto per uno spessore massimo di circa 50 cm, senza che se ne veda la base. Esso è costituito dalla litofacies **GSL-m(c)** ed **SLG-m(c)**, che consistono rispettivamente in una ghiaia clasto-sostenuta ad elementi carbonatici eterometrici di dimensioni comprese tra 10 e 5 cm, con spigoli smussati in matrice sabbioso-limosa e in una sabbia limosa di colore ocre, con pochi clasti calcarei di dimensioni massime di 5 cm.

Il tetto di questo litosoma, in quest'area non presenta segni di dissezione ed è marcato da un evidente fronte di alterazione che mostra colore marrone rossiccio (**PE4**).

Sul paleosuolo poggiano le **pomici di Ottaviano** in giacitura primaria, con spessore di circa 1,5 m. Queste sono ricoperte dal litosoma **CE7**, tabulare, spesso circa 1,5 m, che si presenta nella facies **LS-m(p,c)**, caratterizzata da un limo sabbioso in cui si rinvencono pomici alterate, dell'eruzione sottostante. Il colore marrone scuro del deposito attesta una antica fase di esposizione (fronte di alterazione **PE5**). Su questo poggia il litosoma **CE14**, tabulare, che ha uno spessore di circa 20 cm ed è formato dalla facies **S-m(p,l)**, caratterizzato da una sabbia

marrone, con pomici e litici sparsi del 79 a.D. Presentandosi alterato, ad esso si associa una successiva fase di stabilità, in quest'area, cui corrisponde la pausa pedogenetica **PE10**.

Seguono le piroclastiti del **472 a.D.**, che terminano con un livello cineritico centimetrico.

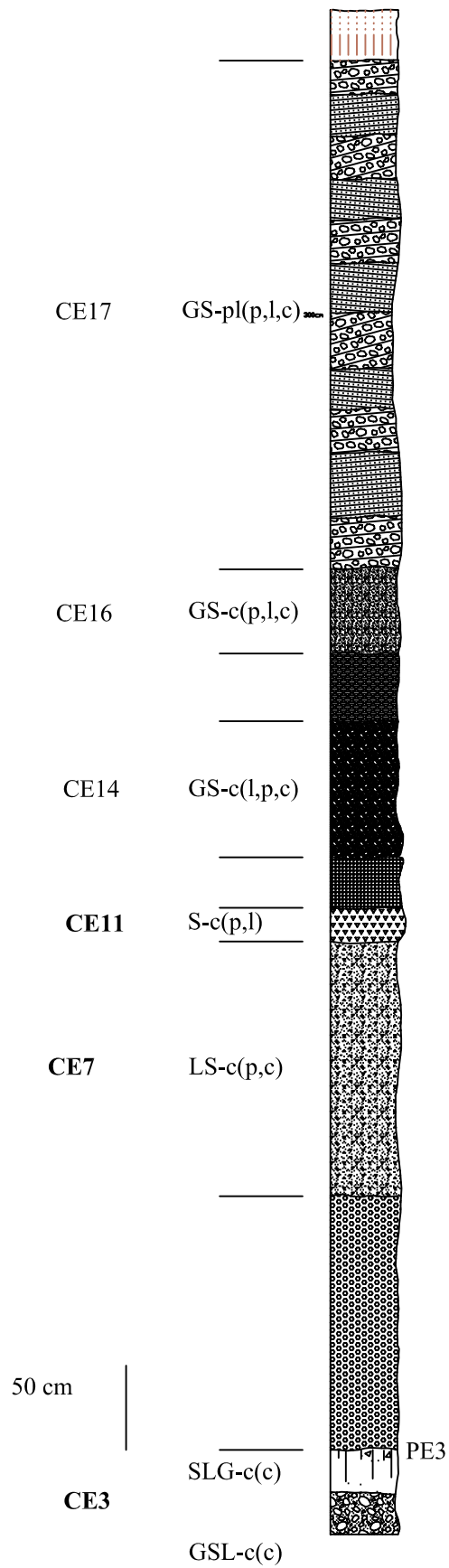
Sul *tephra* poggia il litosoma **CE16**, spesso circa 80 cm, con geometria tabulare, caratterizzato dalla petrofacies GS-m(l,p,c). Esso è formato principalmente da elementi del 472 a.D., nonché da clasti carbonatici sparsi; la matrice è generalmente sabbiosa e di colore grigio.

Le piroclastiti del **1631 a.D.** ammantano il litosoma precedente, e presentano al top un livello cineritico.

Su questo giace il litosoma **CE18**, a geometria tabulare, caratterizzato dalla petrofacies **GS-m(p,l,c)**. Esso è formato principalmente da elementi del 1631 a.D. e da clasti carbonatici sparsi con matrice sabbiosa di colore grigio.

Segue, in apparente continuità di sedimentazione il litosoma **CE19**, il quale si presenta come un potente livello spesso circa 3 m, tabulare, costituito dalla petrofacies **GSL-pc(p,l,c)** caratterizzata da alternanze centimetriche e millimetriche di livelli ghiaiosi o ghiaio-sabbiosi formati da elementi vulcanoclastici del 1631 a.D. con clasti carbonatici sparsi, disposti secondo il verso della corrente e livelli sabbio limosi con pomici eterometriche, arrotondate sparse. Nell'intero litosoma si leggono numerose strutture da *cut and fill* profonde, 2 o 3 dm e ampie fino a 10 dm.

Stratigrafia E48/49



E

F

E45 E44

E42
10

S10

E41

E40

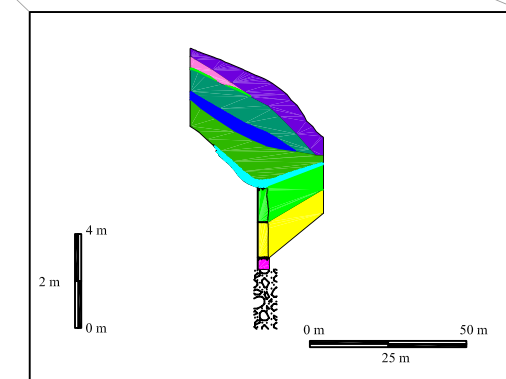
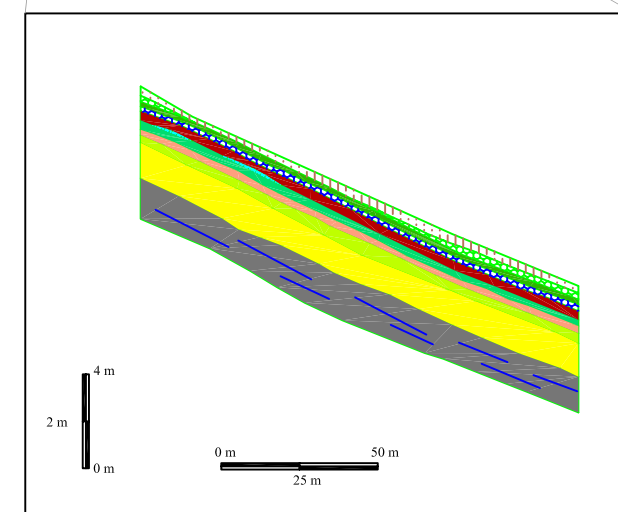
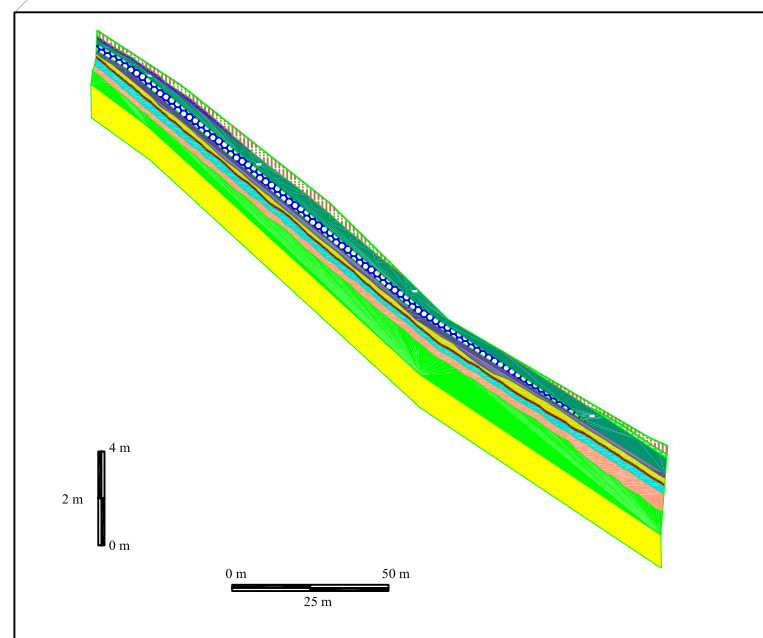
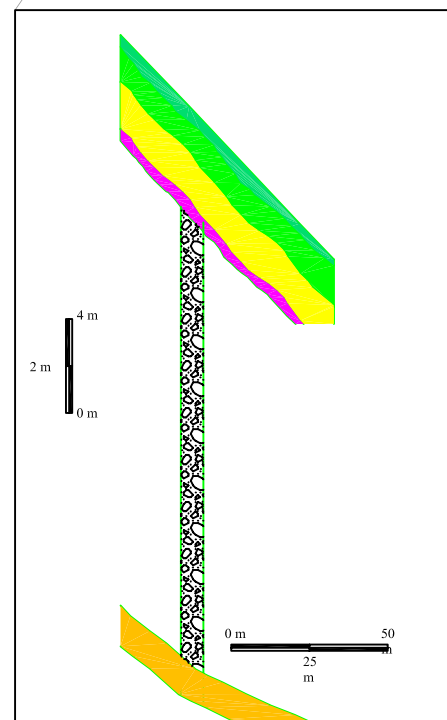
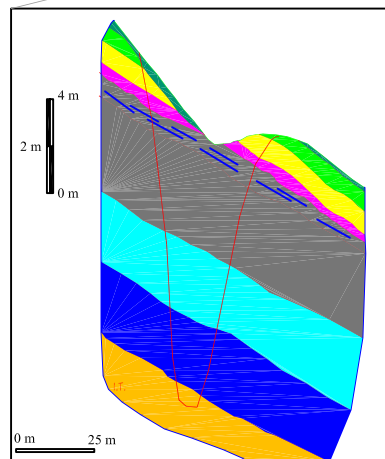
E18-E17

E20-E19

E50

E26-E27-E28

E51



Legenda

CE3	79	CE12	1631 a.D.	
Sarno	CE7	CE11	CE16	
CE2	CE5	CE10	CE14	Suolo
CE1	Ott	CE9	472 a.D.	CE18
I.T.	CE4	CE8	CE13	CE17

Traccia di Canale di neo-costruzione Vallone S.Chirico

Fascia distale Vasca S. G. Trave

Litosomi ed eruzioni	Petrofacies	Pedogenesi	Fasi erosive
CE19	GSL-pc(p,l,c)		
Piroclastiti del 1631 a.D.			
CE16	GS-m(l,p,c)		
Piroclastiti del 472 a.D.			
CE14	S-m(p,l)	PE10	
CE7	LS-m(p,c)	PE5	
Pomici di Ottaviano			
CE4	GSL-m(c); SLG-m(c)	PE4	

Tabella 5.2.7

Superfici erosive 

Località Lavorate

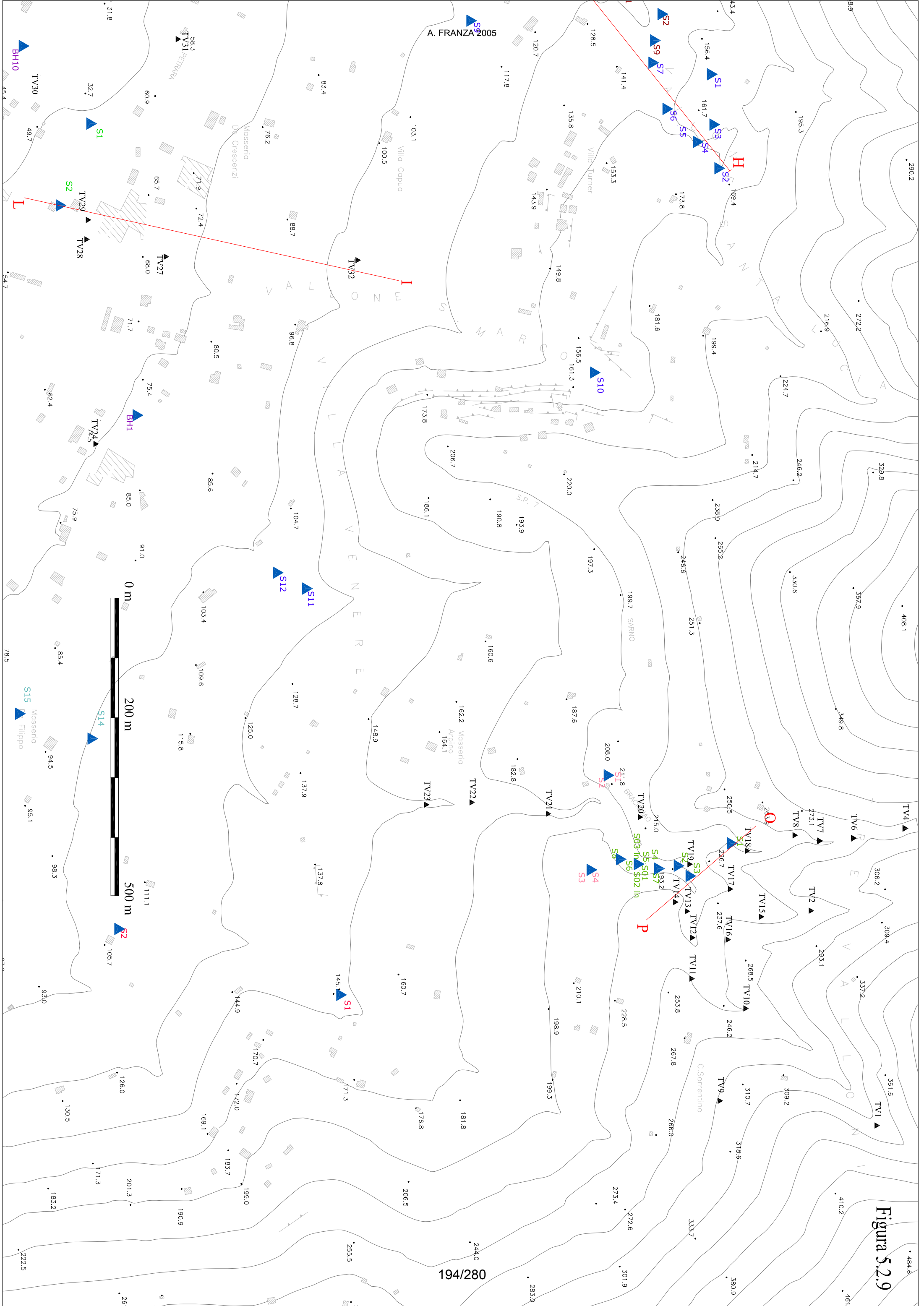
Settore a monte della confluenza dei Tre Valloni (figura 5.2.9)

Nella *stratigrafia TV1*, del canale est, si rinviene un lembo di breccia cementata, poggiante sul substrato mesozoico; questa è quasi del tutto ricoperta da una patina di fango lasciata dalle colate del 5 maggio 1998. Nel tratto di canale che va dalla *stratigrafia TV1* alla *TV10* (ricadente nel secondo settore), completamente denudato, si rinvengono frequenti blocchi derivanti dallo smantellamento del deposito di breccia cementata.

Altro lembo di breccia affiora nella *stratigrafia TV2* del canale centrale, con spessore apparente di circa 5 m (a causa della fitta vegetazione non è stato possibile rilevare oltre questo punto).

Il canale ovest è quello in cui si rinvengono gli affioramenti più significativi e dove si evidenzia anche il rapporto stratigrafico tra le brecce e il substrato. Nella *stratigrafia TV3*, affiora la breccia cementata. Proseguendo verso valle, nella *stratigrafia TV4*, si rinviene lo stesso deposito su cui poggia un deposito conglomeratico sciolto, con clasti angolosi, eterometrici (2-10 cm), con subordinata matrice limoso sabbiosa, di colore giallo ocra. Spostandosi verso ovest, *stratigrafia TV5* (destra orografica) affiora il substrato carbonatico, su cui poggia la breccia cementata di spessore circa 2 m, che si rinviene fino ad un'altezza di circa 20 m. Proseguendo verso valle, nella *stratigrafia TV6*, in destra orografica, è possibile vedere il contatto tra la breccia cementata ed il substrato. La breccia è chiaramente clinostratificata con immersione N 120° ed inclinazione di circa 30°. I calcari, invece, hanno immersione N 340° con un'inclinazione degli strati di 20° circa (foto 1).

Nella *stratigrafia TV7* il deposito di breccia cementata appare ancora clinostratificato, spesso circa 10 m, con clasti angolari, isoorientati, disposti a strati in cui si alternano clasti di piccole dimensioni (diametro massimo di 3 cm) con clasti di dimensioni maggiori. Questa stratificazione ha immersione N 150° e inclinazione 30°. La sponda sinistra del canale (di fronte alla *TV7*) è caratterizzata invece, da breccia cementata spessa circa 1



m, su cui poggia un deposito conglomeratico sciolto, costituito da clasti carbonatici, angolari ed eterometrici (diametro da 2 a 10 cm). Non è stato possibile stabilire lo spessore del suddetto deposito a causa della vegetazione che lo ricopre.



Foto 19: Breccia cementata clinostratificata in discordanza angolare sui calcari.

In questa area si rinviene una faglia nella breccia cementata, avente direzione: N 170°, verticale.

In corrispondenza di questa, il deposito cementato per un breve tratto risulta reincidento.

Settore alla confluenza dei Tre Valloni (figura 5.2.9)

Stratigrafia TV9

Il versante a controllo strutturale è quasi completamente ricoperto da breccie cementate.

Stratigrafia TV10

- a) Deposito pseudocementato, affiorante per circa un metro di spessore e formato da clasti calcareo dolomitici, dimensioni da 5 a 20 cm, angolari, con subordinata matrice piroclastica sabbiosa, chiara per alterazione;
- b) deposito spesso all'incirca 1.5 m costituito da pomici eterometriche della formazione di Sarno;
- c) Deposito *clast supported*, spesso 2,10 m così composto:
 - Blocchi calcareo - dolomitici (dimensioni massime 0.5 m), arrotondati, con subordinata matrice piroclastica sabbiosa di colore grigio chiaro. Spessore di 1 m.
 - Clasti carbonatici (max 3 cm) con matrice piroclastica sabbiosa giallo oca. Spessore di 10 cm.
 - Clasti calcareo dolomitici (max 10 cm) con matrice piroclastica sabbioso limosa di colore giallo oca. Spessore di 1 m.
- d) Deposito sabbioso limoso, spesso 30 cm, marrone, con clasti sparsi, eterometrici (2-10 cm max), subangolari; questo passa con un contatto irregolare alla
- e) Formazione di "Ottaviano", spessa circa 50 cm;
- f) 1 m di suolo agrario.

Stratigrafia TV11

In sinistra orografica, dalla strada fino a 5 m di altezza si rileva la presenza del deposito di breccia cementato.

Stratigrafia TV12

La breccia cementata affiora da questo punto fino al punto 13, nel canale e in destra orografica, fino ad un'altezza di circa 3 m.

Stratigrafia TV13

Affioramento della breccia cementata, nel fondo del canale.

Stratigrafia TV14

Affioramento di un deposito piroclastico costituito da: litici vulcanici (1-3 cm) e rare pomice grigio scuro, fibrose, vacuolari, con cristalli di muscovite. Nelle scorie si rinvengono piccoli cristalli di muscovite e altri minerali. (Attribuibile all'eruzione del 1631)

Stratigrafia TV15

La parete dell'affioramento è alta circa 10 m e dal basso verso l'alto si rinvengono:

- a) Deposito limoso, spesso 1 m, di colore giallo ocra, con pomice di dimensioni millimetriche, arrotondate, di colore chiaro attribuibile all'Ignimbrite di Taurano;
- b) Deposito piroclastico spesso circa 50 cm, costituito da:
 - 15 cm di pomice minute (max 5mm) grigio chiaro, frammiste a lapillo nero. Negli ultimi cm di deposito le dimensioni delle pomice tendono a diminuire.
 - 2 cm di pomice con dimensioni variabili da 0.5 a 1 cm, fibrose, arrotondate e a luoghi spigolose, il colore è grigio chiaro o grigio verde, o più raramente nero.
 - 4 cm di materiale limoso sabbioso di colore grigio chiaro, con pomice arrotondate di max 0.5 cm della stessa natura di quelle sottostanti.
 - 10 cm di pomice subarrotondate, dimensioni da 0.5 a 1.5 cm, fibrose, microvacuolari, grigio chiaro, frammiste a lapillo nero.
 - 9 cm di pomice (dimensioni massime 0.5 cm) e abbondante presenza di lapillo nero.
 - 1.80 m di materiale limoso giallo ocra (più chiaro di quello sottostante 1), con minute pomice chiare disperse. (Attribuibile alle pomice Basali e all'Ignimbrite Campana)

- c) Deposito spesso circa 1.5 m inversamente gradato, formato da clasti calcareo dolomitici eterometrici (2-10 cm), a spigoli angolari a contatto tra loro e disposti caoticamente nella matrice limosa; il contenuto in matrice aumenta verso il top;

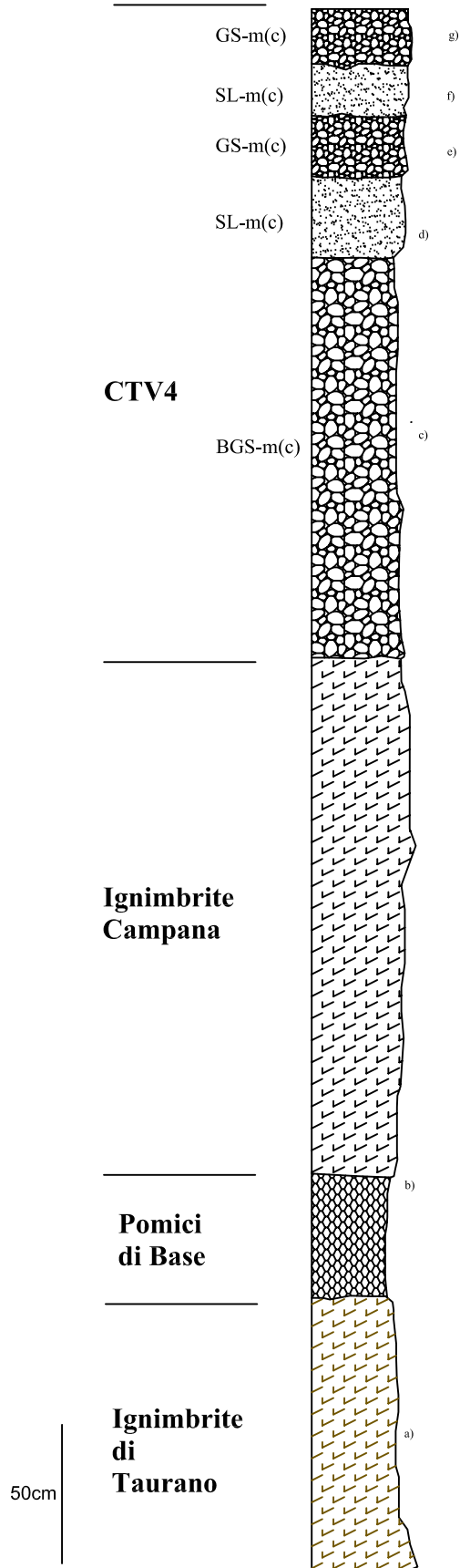
Da questo punto in poi le osservazioni sono state fatte a distanza.

- d) Deposito *matrix supported*, a granulometria limosa, spesso 30 cm di colore giallo ocra con sporadici clasti calcareo dolomitici;
- e) Deposito *clast supported* spesso 20 cm e formato da clasti calcareo dolomitici eterometrici con poca matrice limosa;
- f) deposito *matrix supported* limoso, spesso 1 m, di colore giallo ocra con sporadici clasti calcareo dolomitici (dimensioni 20 cm) orientati;
- g) Fino al top (10 m): deposito *clast supported*, costituito da elementi eterometrici (fino a 30 cm), isoorientati. La matrice è presente in quantità variabile (in alcuni livelli i clasti sono a contatto, in altri no). A tratti si rinvencono piccoli livelli e/o lenti limose.

Stratigrafia TV16

- a) Per i primi due metri, l'affioramento è caratterizzato da materiale piroclastico sabbioso ghiaioso rimaneggiato, disseminati si rinvencono clasti calcareo dolomitici (max 5 cm) e raramente con dimensioni di 30 cm. I clasti sono subangolari e talora a contatto, la matrice è in quantità variabile. La frazione piroclastica è costituita da pomici aventi dimensioni di massimo 1 cm, arrotondate che a rottura si presentano di colore grigio scuro, microvacuolari, poco fibrose. A luoghi si rinvencono lenti costituite esclusivamente da pomici e si osservano strutture da trasporto, evidenziate da bande chiare e scure dovute all'alterazione;
- b) deposito di spessore 30 cm (tende a chiudersi lateralmente) costituito da una frazione limosa e da pomici della formazione di "Ottaviano"; sono presenti clasti carbonatici sparsi;

Tre Valloni
Stratigrafia TV15



- c) suolo a granulometria sabbioso limosa, spesso 20-30 cm, contenente pomici più o meno arrotondate, raramente si rinvengono clasti calcareo dolomitici.

Stratigrafia TV17

L'affioramento è costituito da un'alternanza di depositi rappresentati da clasti calcareo dolomitici, di dimensioni eterometriche, con o senza matrice limosa giallo ocra e da depositi costituiti da materiale limoso con all'interno sporadiche pomici millimetriche di colore giallo paglierino.

Gli strati *clast supported* hanno spessore variabile, non sempre il passaggio da questi al limo è netto, spesso presentano lenti di materiale limoso al loro interno; non di rado, passano lateralmente a depositi costituiti da materiale limoso. Fin dove è possibile accedere, si nota che i clasti sono isoorientati (con il lato più lungo disposto nel verso della corrente).

Nella parte alta dell'affioramento si rinvengono depositi in cui sono presenti anche blocchi aventi dimensioni di circa 50 cm.

Stratigrafia TV18

- a) Deposito di breccia cementato con spessore affiorante di circa 2 metri.
- b) Deposito di spessore variabile da 1,5 a 3 m costituito, dal basso verso l'alto:
- Pomici di dimensioni variabili tra 0.5 e 2 cm, colore grigio chiaro, vacuolari, fibrose, con cristalli neri (biotite), a spigoli vivi, in matrice limoso sabbiosa di colore marrone scuro, molto addensata, a luoghi si rinvengono pomici più arrotondate di dimensioni millimetriche e più alterate. Tutte le pomici sono disperse nella matrice, quindi non a contatto tra loro.
 - Pomici millimetriche, alterate, in matrice sabbiosa marrone.

Tre Valloni
Stratigrafia TV16

Suolo

Pomici di
Ottaviano

CTV4

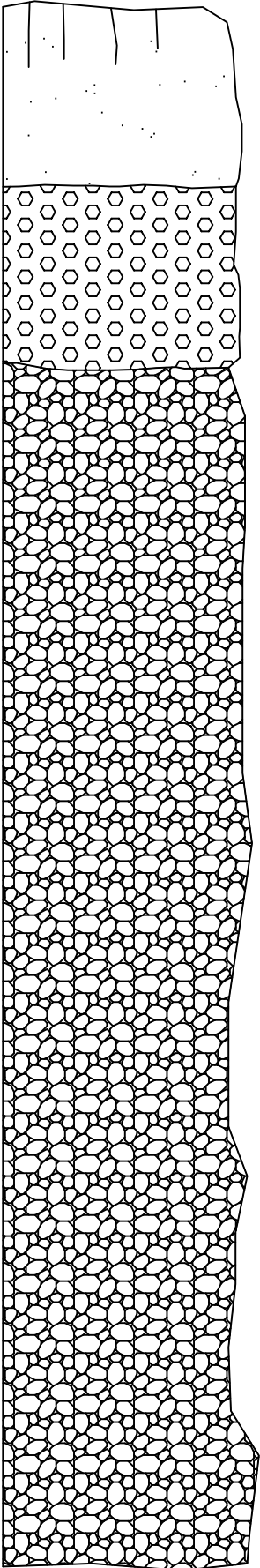
SG-ps(p,c)

50cm

c)

b)

a)



- Paleosuolo limoso di colore rossastro, a luoghi si rinvengono pomici alterate anche di dimensioni di 3-4 cm
- Deposito sabbioso (max 10 cm) di colore grigio.
- Al top il deposito presenta una matrice limosa di colore giallo ocre con pomici abbondanti, alterate, con dimensioni di massimo 1 cm. Per le caratteristiche sopra descritte, il deposito è attribuibile all'Ignimbrite di Taurano.

c) Sul deposito b poggia un deposito di pomici spesso 3,80 m. I primi 20 cm, sono costituiti da pomici millimetriche che esternamente si presentano di colore giallo ocre e a rottura grigio chiaro ed arrotondate, verso l'alto si rinvengono anche dei litici lavici che conferiscono un colore più grigio al deposito. Superiormente si rinviene un livello limoso, marrone, addensato, con piccole pomici e lapilli, su cui segue un deposito di 50 cm di pomici di colore grigio-verde, di diametro 2 cm, non vacuolari, fibrose, con cristalli scuri e ancora un deposito di spessore variabile fino a max 3 m, costituito da materiale limoso marrone con pomici sparse, alterate, di colore giallo paglierino. Questo deposito ha le caratteristiche delle pomici Basali (40 ka) su cui poggia l'Ignimbrite Campana (39 ka; Rolandi et alii, 2003).

d) Deposito con spessore di circa 3 m costituito dal basso verso l'alto:

- 80 cm in cui si rinvengono clasti calcareo dolomitici, eterometrici (da 2 a 15 cm) con leggera orientazione, con matrice limosa subordinata, di colore giallo ocre;
- limoso (20 cm), di colore giallo ocre, con clasti calcareo dolomitici sparsi.
- 20-30 cm, *clast supported*, caratterizzato da clasti calcareo dolomitici, eterometrici, da angolari a subangolari;
- limo (1,70 m) di colore giallo ocre con clasti calcareo dolomitici sparsi.

Per uno spessore di circa 10 m, l'affioramento non può essere descritto con cura a causa della parete verticale che riesce a mantenere e della patina di fango delle frane del 5-6 maggio 1998 che lo copre in parte.

Stratigrafia TV19

L'affioramento in destra orografica del vallone è lungo circa 100 m ed ha uno spessore variabile, la parte più accessibile di questo è nei primi 50 m. Poiché in questo tratto le caratteristiche dell'affioramento variano lateralmente, lo si rappresenterà in due colonne.

Colonna I dal basso verso l'alto (poco dopo l'interruzione stradale) si rinviene:

- a) Deposito *clast supported* dello spessore di 3 m costituito da clasti calcareo-dolomitici, eterometrici (max 20 cm), con matrice sabbiosa limosa di colore grigio. Si distinguono dei livelli in cui prevalgono clasti grossolani (circa 10 cm) e altri in cui prevalgono quelli di dimensioni inferiori (circa 3-4 cm). In tutto il deposito i clasti si presentano subangolari. Verso valle vi si rinvengono delle lenti (spessore max 30 cm), piroclastiche limose ocra con clasti dispersi. La lunghezza di questi corpi è di circa 10 m.
- b) Deposito spesso 1.5 m a granulometria sottile (non è possibile distinguere se si tratta di un limo o di altro perché si trova troppo in alto), colore giallo ocra, dispersi in esso si trovano clasti carbonatici orientati e patine più coerenti di colore chiaro. Il deposito è addensato. Verso l'alto l'affioramento è coperto dalla vegetazione.

Colonna II dal basso verso l'alto (più a monte rispetto alla precedente) si rinviene:

- a) Deposito *clast supported* dello spessore di circa 3 m costituito da clasti calcareo-dolomitici, subangolari disposti caoticamente a contatto tra loro con dimensioni variabili dai 3 ai 20 cm (quelli di 20 cm sono rari), con una matrice limosa giallo ocra. A tratti si rinvengono delle fasce di clasti più piccoli, con dimensioni di una ghiaia e blocchi calcareo-dolomitici di dimensioni massime 50 cm dispersi nel deposito e più o meno orientati verso valle;
- b) Il deposito "b" della colonna I, verso monte, passa lateralmente ad un livello piroclastico che si apre a lente e tende a chiudersi verso valle. Dal basso verso l'alto è costituito da:
 - Limo grigio chiaro, 5 cm;

- pomici grigie con dimensioni di una ghiaia (diametro massimo 3 cm) arrotondate, vacuolari, leggermente fibrose. Le pomici grossolane sono disposte caoticamente ed in quantità ridotta nel deposito, quelle di piccole dimensioni mostrano una disposizione a bande.
- Deposito limoso, di spessore variabile dai 10 ai 20 cm, con strutture trattive;
- Pomici grigie di dimensioni ghiaioso sabbiose, mostranti una gradazione diretta, si notano strutture da trasporto;
- Deposito limoso con spessore di 20 cm, di colore grigio chiaro, addensato;
- Deposito costituito da scorie dalle dimensioni di una ghiaia, di colore grigio scuro-verdognole, sub-arrotondate. Presentano cristalli di pirosseno di colore verde aventi dimensioni anche di 4 mm.

Questi depositi sono attribuibili al rimaneggiamento dell'Eruzione di Codola (Rolandi et al 2000).

Sopra al deposito piroclastico si rinviene un altro deposito dello spessore variabile tra 5 e 3,5 m, che a causa del fango delle frane del 5-6 Maggio 1998 e della posizione troppo in alto sulla parete, non può essere descritto in modo accurato. L'affioramento presenta dal basso verso l'alto:

- c) Deposito a granulometria sottile, spesso 1 m, di colore giallo ocre in cui sono disseminati clasti carbonatici;
- d) deposito spesso circa 0.5 m, costituito da clasti carbonatici aventi dimensioni massime di 10 cm, a luoghi si rinvencono dei blocchi più grandi (20 cm) disposti in modo caotico, con matrice limo sabbiosa;
- e) deposito matrix supported a granulometria sottile, spesso 2 m, contenente clasti carbonatici, dimensioni massime 5 cm, dispersi caoticamente.

Non è possibile descrivere la parte sovrastante. Tutto l'affioramento è coperto da una patina di pochi cm di fango (tracce della frana del 5-6 Maggio 1998).

Stratigrafia TV20

Dal basso verso l'alto:

- a) Deposito sabbioso limoso dal giallo ocra al grigio, spesso 0,5 m, in cui si rinvengono clasti calcareo dolomitici, eterometrici (da 1 a 10 cm e rari blocchi da 30-40 cm) e piccole pomici alterate, arrotondate, dimensioni massime 0,5 cm e lapillo scuro avente le stesse dimensioni delle pomici. Il deposito è addensato e i clasti sono raramente a contatto tra loro e isoorientati;
- b) deposito ghiaioso sabbioso, spesso 1 m, in cui si rinvengono clasti calcareo dolomitici, eterometrici (da 2 a 10 cm con rari blocchi che raggiungono 20-30 cm), isoorientati e rare pomici; la matrice è costituita da lapillo scuro. Il passaggio tra il deposito b e il deposito c è irregolare.
- c) Deposito limoso spesso 15 cm, grigio chiaro, con pomici chiare alterate e subangolari, di dimensioni massime 0,5 cm e piccoli lapilli scuri;
- d) deposito sabbioso ghiaioso addensato spesso 50 cm, a luoghi si rinvengono clasti calcareo dolomitici, eterometrici (2-10 cm), angolari, sono presenti inoltre pomici chiare arrotondate e piccole scorie scure;
- e) livello spesso 5 cm, di colore grigio molto chiaro, con pomici arrotondate chiare e piccolissimi litici vulcanici (3 mm) neri;
- f) deposito spesso 1 m, sabbioso ghiaioso, costituito da lapillo e pomici grigio scuro e chiaro, arrotondate, il colore della matrice è marrone, i clasti sono più rari e isoorientati;
- g) livello di 5 cm, di materiale limoso grigio chiaro, avente le stesse caratteristiche di quelli rinvenuti sotto (depositi "c" ed "e") con la differenza che questo è molto più addensato e va a formare una "crosta" sul deposito sottostante;
- h) deposito di 30 cm circa, sabbioso con prevalenza di lapillo scuro e subordinatamente pomici, inglobante clasti calcareo dolomitici di piccole dimensioni (max 5 cm); a causa della vegetazione non è possibile stabilire se continua verso l'alto.
- i) In corrispondenza del tratto antistante la curva, si rinviene un deposito che poggia sul deposito "h" ed è costituito, dal basso verso l'alto da:

- 30 cm di materiale sabbioso di colore marrone con litici lavici millimetrici scuri, pomici arrotondate grigio molto scuro, rare pomici grigio chiaro di piccole dimensioni e rarissimi clasti calcareo dolomitici.
 - limo rossiccio, con lapilli e rare pomici, 80 cm;
 - scorie scure (3-4 cm), in matrice limo-sabbiosa, di colore marrone, con pomici grigio scuro, 30 cm;
- j) Suolo agrario.

Sintesi stratigrafica e sedimentologica dell'area di glacis apicale: Località Lavorate, Tre Valloni (Tabella 5.2.8, sezione OP).

L'area investigata a monte della confluenza dei Tre Valloni, è bordata dai fianchi di due relitti di faccette a controllo strutturale, una in destra orografica, versante sud orientale di Pizzo della Ciurfora, l'altra in sinistra orografica, versante sud occidentale di Porca S. Angelo, in corrispondenza di Casa Sorrentino.

Le tre aste drenanti sono ben incassate, le due più occidentali si impostano sull'apparato di conoide a partire dalla quota 320 m s.l.m. ed hanno andamento sub-parallelo, mentre quella orientale si imposta sul conoide a quota circa 270 m s.l.m. e disposta circa NE-SW. Tra le due aste drenanti occidentali, si rileva l'apice relitto del conoide, che condiziona il corso dei torrenti.

I canali, in corrispondenza dell'area di confluenza, si presentano molto incassati con sponde sub verticali che superano i 10 m di altezza; inoltre si individuano lembi di terrazzi ubicati alla quota di circa 250 m s.l.m. Questi sono localizzati sul fianco orientale poco a monte della strada Provinciale Sarno-Bracigliano, in corrispondenza del fianco orientale del canale centrale, ed in corrispondenza di C. Sorrentino.

Il tratto di canale posto immediatamente a valle della confluenza dei Tre Valloni, mostra un andamento N-S, per poi deviare in direzione E-W a quota circa 175 m s.l.m.

Nel sintetizzare la successione stratigrafica di questa area, notiamo innanzitutto quali sono i depositi vulcanici che aiutano a fissare i vincoli cronologici ed a stabilire le correlazioni con le altre località.

Il deposito vulcanico più antico qui rinvenuto, è ascrivibile all'**Ignimbrite di Taurano** (157 ka; Rolandi et al. 2003), a questo seguono le **Pomici di Base** (40 ka; Rolandi et al. 2003) e l'**Ignimbrite Campana** (39 ka; Rolandi et al. 2003). Le **Pomici di Codola**, già segnalate da Rolandi et

al. (2000), si rinvengono rimaneggiate a cui seguono le Pomici di Sarno e quelle di Ottaviano, nonché i prodotti del 472 a.D e 1631 a.D.

In questa area sono stati rilevati diversi tratti in cui affiora il litosoma **CTV1** consistente in una breccia avente uno spessore massimo di circa 10 m, a clasti calcareo dolomitici angolari, con asse maggiore di dimensioni comprese tra 2-10 cm, cementati, con, a luoghi, una matrice limosa di colore rossiccio, anch'essa cementata. Questa, nelle aree più incassate del *mountain front*, risulta interessata da una fase di incisione (**ETV1**) che l'ha dissecata fino ad intaccare il substrato. CTV1 rappresenta il termine più antico rinvenuto in questa area, poggiante sul substrato mesozoico e denominato **Breccie di Santa Lucia**, dal toponimo della località in cui è meglio esposto.

Passando a descrivere sinteticamente la successione degli eventi ed episodi sedimentari, intercalati ai depositi vulcanici, che si sono potuti documentare per questa area, vediamo che i depositi dell'Ignimbrite di Taurano mostrano una spinta alterazione da pedogenesi, qui denominata **PTV1** alla quale, con ogni probabilità, si è accompagnata una fase di dissezione **ETV2** (Tirreniano).

Il litosoma più antico (**CTV2**), poggia sull'Ignimbrite Campana. Questo è costituito da alternanze di ghiaie carbonatiche *clast supported* e livelli limo sabbiosi con clasti carbonatici sparsi [**GLS-m(c)** e **LS-m(c)**]. Le due petrofacies appena descritte, si presentano sovrapposte in maniera alternata ed contatto mediante superfici di erosione e sono interpretate come episodi di aggradazione del glacis avvenuti mediante processi di *debris flow*, dove i livelli clasto-sostenuti e quelli a granulometria più sottile, costituiscono rispettivamente la testa (*lobe head*), o gli argini (*levees*) del flusso e la coda dei singoli eventi deposizionali. In alcuni casi queste alternanze possono essere considerate come la sovrapposizione e migrazione laterale di più corpi. Mediamente lo spessore dei singoli *debris flows* è inferiore al metro.

Il deposito piroclastico di **Codola**, poggia su CTV2 e si presenta rimaneggiato (sebbene si tratti di un rimaneggiamento precoce, che non ne altera la riconoscibilità ed il valore di marker cronologico) di forma

lenticolare, con spessore di circa 50 cm. Su questo poggia il litosoma **CTV3**, costituito da alternanze di ghiaie carbonatiche massive [**GLS-m(c)**] e limi sabbiosi con sparsi clasti carbonatici [**LS-m(c)**]. I meccanismi deposizionali di questo litosoma, sono gli stessi descritti per CTV2.

Le **Pomici di Sarno**, ricoprono, seppure a lembi, CTV3, con spessori massimi di circa 1,5 metri.

La sovrapposizione di blocchi carbonatici, ghiaie carbonatiche sabbiose, massive e sabbia limosa [**BGS-m(c)**, **GS-m(c)** e **SL-m(c)**] costituiscono il litosoma **CTV4**, spesso circa 3,5 metri, interpretato come un episodio da *debris flow*. Il tetto di questo litosoma [**SL-m(c)**], presenta un fronte di alterazione qui denominato **PTV3**.

Le **Pomici di Ottaviano** ammantano, in maniera pressoché uniforme la porzione relitta dell'intera area apicale, a testimonianza di una fase erosiva marcata (**ETV3**) e sono ricoperte da circa 50 cm del litosoma **CTV5** [**LS-m(p,c)**], che si presenta pedogenizzato (**PTV4**).

A luoghi si rinvencono lembi delle piroclastiti del 472 a.D. e 1631 a.D. intervallati da piccoli spessori (circa 30 cm) di depositi vulcanoclastici pedogenizzati.

Fascia apicale Tre Valloni

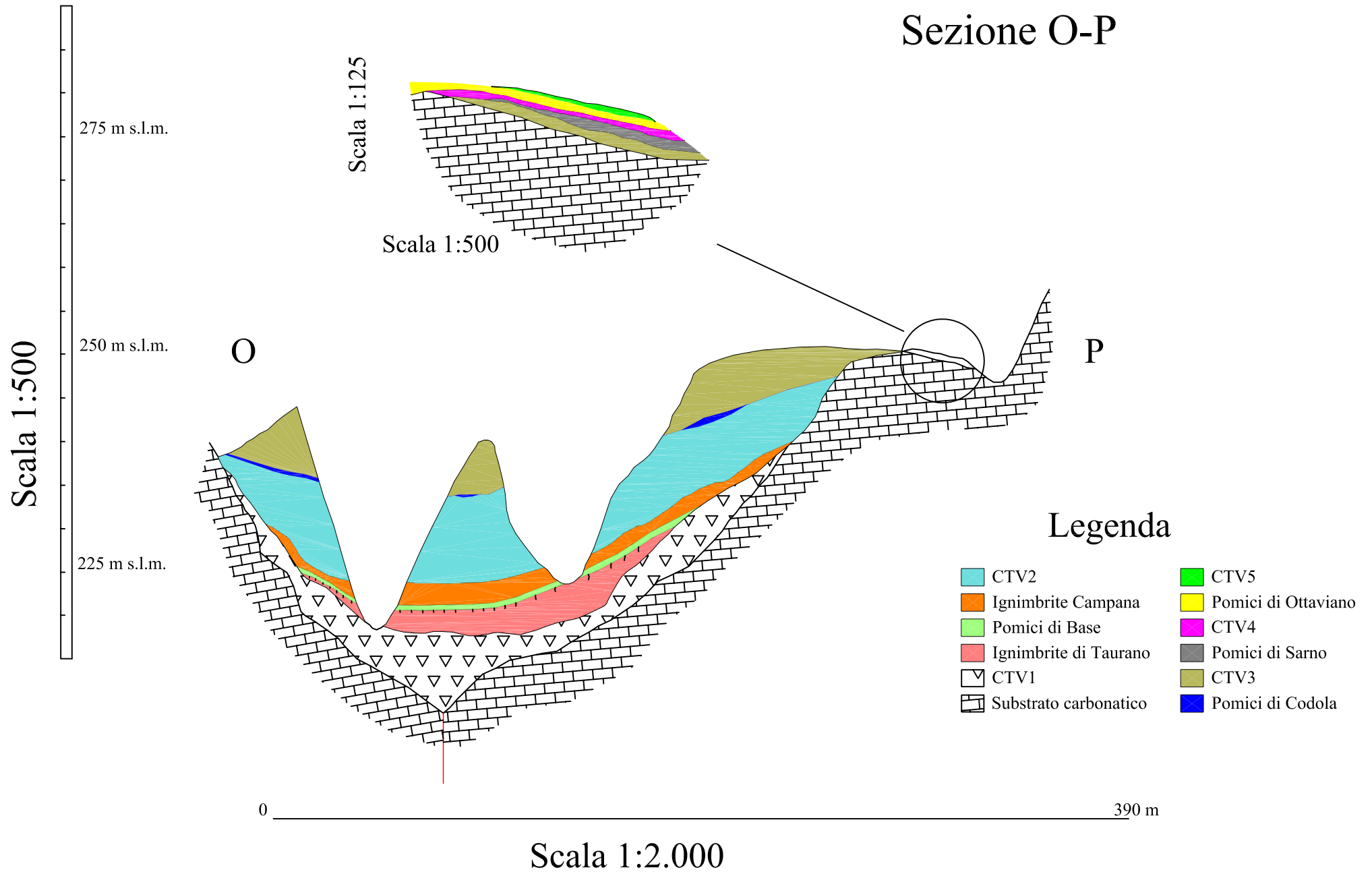
Litosomi ed eruzioni	Petrofacies	Pedogenesi	Fasi erosive
CTV5	LS-m(p,c)	PTV4	ETV3
Pomici di Ottaviano			
CTV4	BGS-m(c); GS-m(c); SL-m(c)	PTV3	
Pomici di Sarno			
CTV3	GLS-m(c); LS-m(c)		
Pomici di Codola			
CTV2	GLS-m(c); LS-m(c)		
Ignimbrite Campana			
Pomici di Base			ETV2
Ignimbrite di Taurano		PTV1	ETV1
CTV1	G-m(c)		

Tabella 5.2.8

Superfici di erosione 

L'EVOLUZIONE TARDO-QUATERNARIA DEL GLACIS BASALE DEI MONTI DI SARNO (CAMPANIA)

Sezione O-P



Settore a valle della confluenza dei Tre Valloni (figura 5.2.9).

Data la continuità stratigrafica degli affioramenti, sono stati rilevati solo 3 punti: 21, 22, 23.

Stratigrafia TV21

- a) Limo giallo ocra con pomici alterate ed arrotondate, con diametro massimo di 0,5 cm., spesso 2,8 m, rari clasti calcareo dolomitici; paleosuolo;
- b) Deposito *clast supported*, spesso 1 m circa, con clasti calcareo dolomitici eterometrici, a contatto, di dimensioni da 3 a 10 cm con rari blocchi di 30 cm.
- c) Deposito a granulometria sottile, spesso circa 3 m, in cui si rinvencono lenti di clasti calcareo dolomitici di diametro massimo 5 cm, orientati secondo la direzione di massima pendenza;
- d) Deposito lenticolare costituito da piccole pomici grigie e clasti calcareo dolomitici con matrice grigiastra;

Le osservazioni fatte in questa stratigrafia sono incomplete, a causa della patina di fango delle colate del 5 maggio 1998, della vegetazione che ricopre parte dell'affioramento, dell'altezza della parete (25 m) e della sua forte pendenza.

Stratigrafia TV22

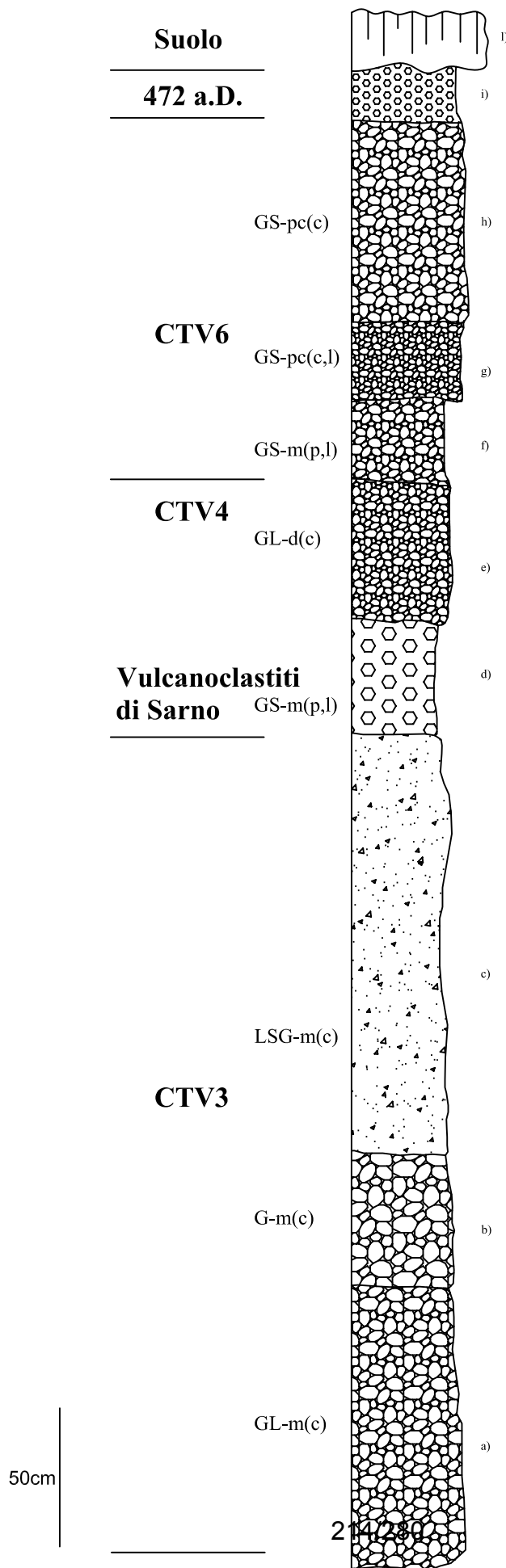
- a) Limo giallo ocra con pomici alterate ed arrotondate, con diametro massimo di 0,5 cm., spesso 2,8 m, rari clasti calcareo dolomitici; paleosuolo;
- b) Deposito *clast supported*, spesso 1 m circa (non è possibile capire quanto continua verso l'alto, perché coperto dalla vegetazione), clasti calcareo dolomitici eterometrici, a contatto

Stratigrafia TV23

Descrizione della parete alta 6 m e lunga 50 m; dal basso verso l'alto si rinviene:

- a) Deposito *clast supported*, spesso 1 m, costituito da clasti calcareo-dolomitici, eterometrici (diametro da 2 a 15 cm), subangolari, disposti caoticamente in una matrice limosa giallo ocra, con passaggio netto al deposito sovrastante.
- b) deposito *clast supported*, spesso 50 cm, formato da clasti calcareo-dolomitici a contatto di diametro 2-5 cm, subangolari, disposizione caotica, assenza di matrice;
- c) deposito limo sabbioso spesso circa 150 cm, giallo ocra, con clasti calcareo-dolomitici eterometrici (max 10 cm), dispersi nella porzione basale. Nel mezzo del deposito c'è una fascia di circa 20 cm di clasti calcareo-dolomitici di dimensioni variabili dai 2 ai 15 cm isoorientati.
Verso il top si rinvengono nuovamente clasti calcareo-dolomitici disposti caoticamente nella matrice limosa.
- d) Sul deposito "c", si rinviene un deposito di pomici che si apre a lente e aumenta di spessore spostandosi verso valle (spessore max 40 cm). Si tratta della formazione piroclastica di Sarno rimaneggiata;
- e) deposito di circa 50 cm che poggia sui depositi "c" e "d", costituito prevalentemente da clasti calcareo-dolomitici, eterometrici gradati, a contatto, con matrice limosa giallo ocra;
- f) deposito che si apre a lente, di spessore max 30 cm, formato da pomici arrotondate, di colore grigio scuro e chiaro, poco vacuolari, non fibrose, non si rinvengono cristalli;
- g) livello limoso addensato con pomici minute;
- h) deposito di spessore di circa 30 cm, costituito da clasti calcareo-dolomitici, eterometrici (dimensioni max 10 cm), con matrice piroclastica sabbiosa (lapilli). Sono evidenti strutture da trasporto;
- i) deposito con spessore di circa 70 cm, costituito da clasti calcareo-dolomitici, eterometrici (da 1 a 10 cm), a contatto tra loro, con matrice sabbiosa di colore marrone chiaro. Presenti strutture da trasporto;
- j) livello ad elementi appartenenti alle piroclastiti del 472 a.D.;
- k) Suolo vegetale con spessore di circa 20 cm.

Tutto l'affioramento è coperto da una patina di pochi cm (2-3cm) di fango (tracce della frana del 5-6 Maggio 1998).



Sintesi stratigrafica e sedimentologica dell'area di glacis prossimale: Località Lavorate, Tre Valloni (Tabella 5.2.9).

Il tratto di canale a valle della confluenza dei Tre Valloni ha andamento N-S, ed è incastrato nel corpo di conoide sciolto con pareti sub-verticali che, nella porzione più apicale, superano abbondantemente i 10 metri. Verso valle queste conservano la loro pendenza e la profondità del canale tende a divenire via via minore.

Questa porzione di territorio mostra una forma piuttosto regolare (con acclività variabile tra 6° e 12°) su cui si impostano, nelle porzioni più prossime agli apici, forme di erosione tipo gully individuate nella zona immediatamente a valle dell'interruzione della Strada Provinciale Sarno-Bracigliano. L'intera porzione prossimale di questo corpo risulta confinata tra le collinette di Pizzo della Ciurfora e Colle Borbone che hanno condizionato la deposizione dei corpi di seguito descritti.

La successione stratigrafica ricostruita per questa area presenta alcuni dei litosomi che sono stati descritti per l'area apicale di questo settore di *glacis*, i quali saranno indicati con le stesse sigle utilizzate per le aree precedentemente descritte.

In questa zona i marker vulcanici disponibili sono rappresentati dalle **Pomici di Sarno** che qui si rinvengono solo rimaneggiate, dalle **Pomici di Ottaviano** e dai prodotti vulcanoclastici dell'eruzione del **472 a.D.**

Tra gli intervalli sedimentari che si rinvengono interposti alle unità piroclastiche primarie, il più antico di quelli posti in affioramento nell'incisione, è anteriore all'eruzione di Sarno (18ka) ed è siglato con **CTV3**. Si tratta di alternanze di ghiaie carbonatiche *clast supported* massive e limi sabbiosi con sparsi clasti carbonatici [**GL-m(c)**, **G-m(c)** e **LSG-m(c)**], che raggiungono spessori massimi in affioramento di circa 3 metri.

Le tre petrofacies si presentano sovrapposte in maniera alternata, a contatto mediante superfici di erosione e sono interpretate come episodi di aggradazione del glacis avvenuti mediante processi di *debris-hyperconcentrated flow*, dove i livelli clasto-sostenuti e quelli a

granulometria più sottile, costituiscono rispettivamente la testa (*lobe head*), o gli argini (*levees*) del flusso e la coda dei singoli eventi deposizionali.

Il litosoma CTV3 è coperto direttamente dal **CTV4**, che presenta le stesse caratteristiche deposizionali del precedente, ma una maggiore concentrazione di elementi vulcanoclastici, rappresentati dalle pomice dell'**Eruzione di Sarno**. Il litosoma CTV4 è accompagnato da una fase di stabilità (**PTV3**, già riconosciuta nell'area apicale) rimarcata dall'evidente alterazione avvenuta al tetto dello stesso.

Le osservazioni fatte lungo il terrazzo di questa porzione di *glacis*, hanno messo in evidenza la presenza di *gullies* attuali, che espongono, lungo i fianchi, le Pomice di Ottaviano, le quali ammantano, in maniera pressoché continua, l'area.

La successione continua con il litosoma **CTV5**, costituito da limo sabbioso massivo [**LS-m(p)**], con evidenti segni di pedogenesi (**PTV4**) avente spessori massimi di circa 50 cm.

Il litosoma **CTV6** copre il precedente, con uno spessore di circa 1 m, e si compone delle petrofacies [**GS-m(p)**, **LG-m(p)** e **GS-pc(c,l)**]

Il tutto è sigillato dalle **Piroclastiti del 472 a.D.**, che si rinvengono spesso anche rimaneggiate, con spessori di circa 20 cm, anche come riempimento delle incisioni, ed a loro volta reincise.

Fascia prossimale Lavorate - Tre Valloni

Litosomi ed eruzioni	Petrofacies	Pedogenesi	Fasi erosive
			ETV4
Piroclastiti del 472 a.D.			
CTV6	GS-m(p); LG-m(p); GS-pc(c,l)		
CTV5	LS-m(p)	PTV4	ETV3
Pomici di Ottaviano			
CTV4	GL-m(c); LS-m(c)	PTV3	
CTV3	GL-m(c); LS-m(c)		

Tabella 5.2.9

Superfici di erosione —

Settore Sant'Eramo (figura 5.2.9)

Stratigrafia TV24

Scavo antropico

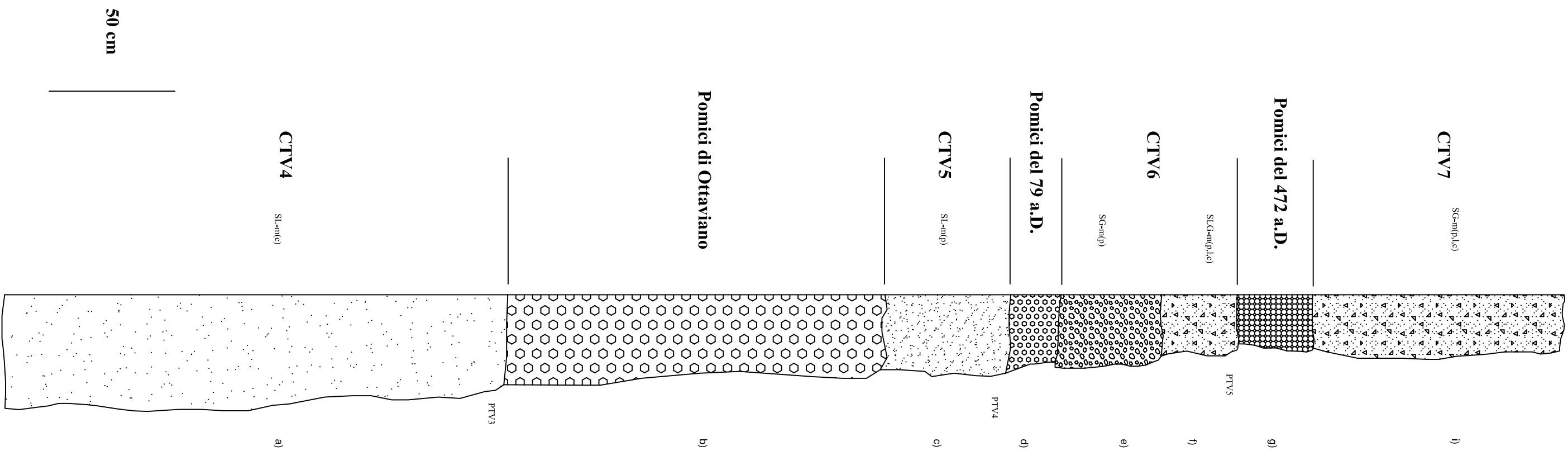
- a) Deposito, potente circa due metri, limoso sabbioso, con sparsi clasti carbonatici, subangolari; la matrice è ocra alla base e marrone verso l'alto;
- b) deposito piroclastico della formazione di "Ottaviano" in posto, spesso circa 1,5 metri;
- c) deposito sabbioso limoso di colore marrone chiaro, spesso circa 50 cm, in cui si riconoscono solchi agrari;
- d) nei solchi si rinviene il deposito piroclastico della Formazione piroclastica del 79 a. D.;
- e) deposito piroclastico rimaneggiato, spesso 40 cm, con matrice e abbondanti pomici;
- f) deposito sabbioso limoso spesso circa 30 cm, di colore bruno;
- g) 30 cm, deposito piroclastico del 472 a.D.;
- h) Suolo agrario, spesso all'incirca 1 metro.

Stratigrafia TV25

Scavo antropico

- a) Deposito *clast supported* potente all'incirca 3 metri, costituito da clasti carbonatici eterometrici (2-8 cm) distribuiti caoticamente, con subordinata matrice giallo ocra;
- b) paleosuolo spesso circa 70 cm, di colore ocra a granulometria limo-sabbiosa;
- c) Formazione piroclastica di "Ottaviano", che passa in modo irregolare a
- d) Sabbia limosa marrone spessore 50 cm.
- e) deposito piroclastico costituito da scorie, pomici e litici vulcanici, spesso 20 cm (1631 a.D.);
- f) Suolo agrario spesso 50 cm.

A circa dieci metri lungo lo scavo, si rileva la stratigrafia successiva.



Stratigrafia TV26

- a) Formazione di “Ottaviano”, spessore affiorante 50 cm;
- b) Paleosuolo marrone spesso circa 30 cm;
- c) deposito vulcanoclastico costituito da pomici grigie angolose, litici carbonatici e scorie, con matrice piroclastica;
- d) Suolo agrario con spessore di 1 m.

Stratigrafia TV27

Intersezione del Vallone S. Marco con la Strada Comunale Petrarà. In questo tratto è in atto uno scavo per la canalizzazione delle acque superficiali. Qui si rinviene sia in destra che in sinistra orografica, dal basso verso l'alto:

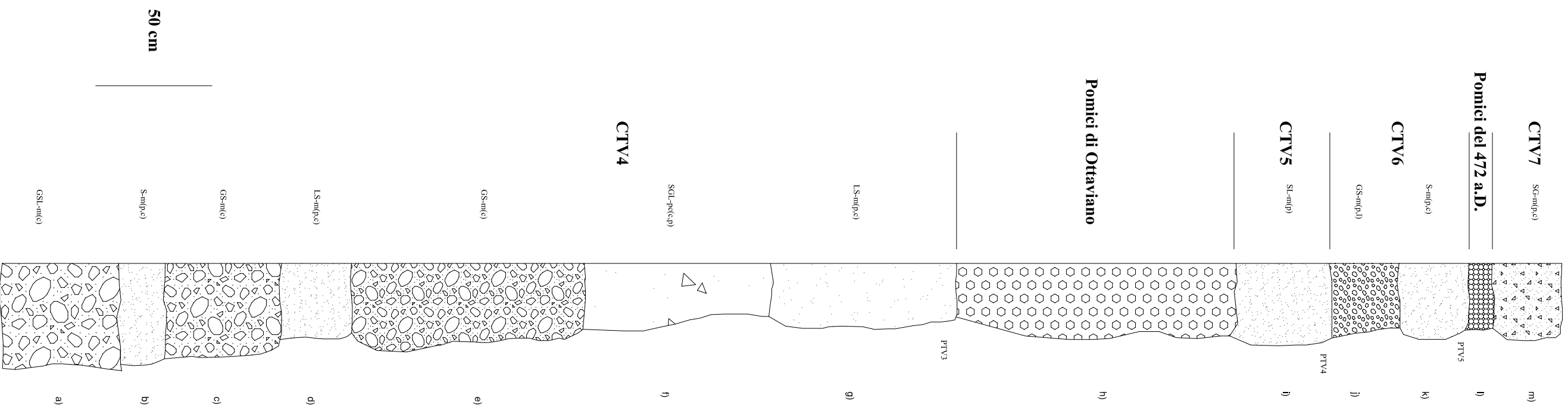
- a) Deposito *clast supported*, spessore affiorante 40 cm, caratterizzato da clasti calcareo dolomitici a spigoli subangolari, a contatto e distribuiti caoticamente, con matrice sabbioso-limosa marrone;
- b) deposito sabbioso, marrone scuro spesso 20 cm, compatto, con minute pomici rimaneggiate e rari clasti calcareo dolomitici; con un contatto irregolare al deposito successivo.
- c) Deposito *clast supported* spesso circa 50 cm, i clasti sono subangolari, hanno una distribuzione caotica, a contatto tra loro ed eterometrici (3-8 cm); la matrice è sabbiosa, di colore marrone;
- d) paleosuolo limo sabbioso, marrone, spesso circa 30 cm, rari clasti carbonatici e rare pomici minute ed alterate di colore giallo esternamente;
- e) deposito *clast supported*, spesso 1 m costituito da clasti eterometrici subangolari, eterometrici (2-10 cm) e rari blocchi, a contatto tra loro. La matrice è sabbiosa ed è di colore chiaro. Nella parte basale i clasti non superano i 5 cm e generalmente sono isoorientati;
- f) paleosuolo sabbioso debolmente limoso spesso circa 80 cm, contenente rare pomici e minute, gialle per alterazione e rari e minuti clasti carbonatici. Inoltre si rinvengono lenti, da decimetriche a metriche, in

- cui si riconoscono strutture da trazione, costituite da abbondanti clasti eterometrici (massimo di 3 cm) isorientati e subangoalri;
- g) paleosuolo limoso debolmente sabbioso, spesso circa 80 cm, di colore marrone scuro, contenente rare ed alterate pomici minute e rari clasti calcarei;
 - h) deposito piroclastico della Formazione di “Ottaviano”, spesso 1,20 m;
 - i) paleosuolo sabbioso limoso, spesso 40 cm di colore marrone scuro contenente pomici grigio chiaro, sub arrotondate e dalle dimensioni massime di 0.5 cm;
 - j) deposito piroclastico rimaneggiato, spesso 30 cm, con elementi del 79 a.D.;
 - k) 30 cm, sabbia con un fronte di alterazione, marrone scuro con rari clasti e pomici alterate;
 - l) deposito piroclastico spesso 10 cm, ghiaioso costituito da scorie, litici e rare pomici grigio scuro, attribuibile alla Formazione di “Pollena”.
 - m) Suolo agrario.

Stratigrafia TV28

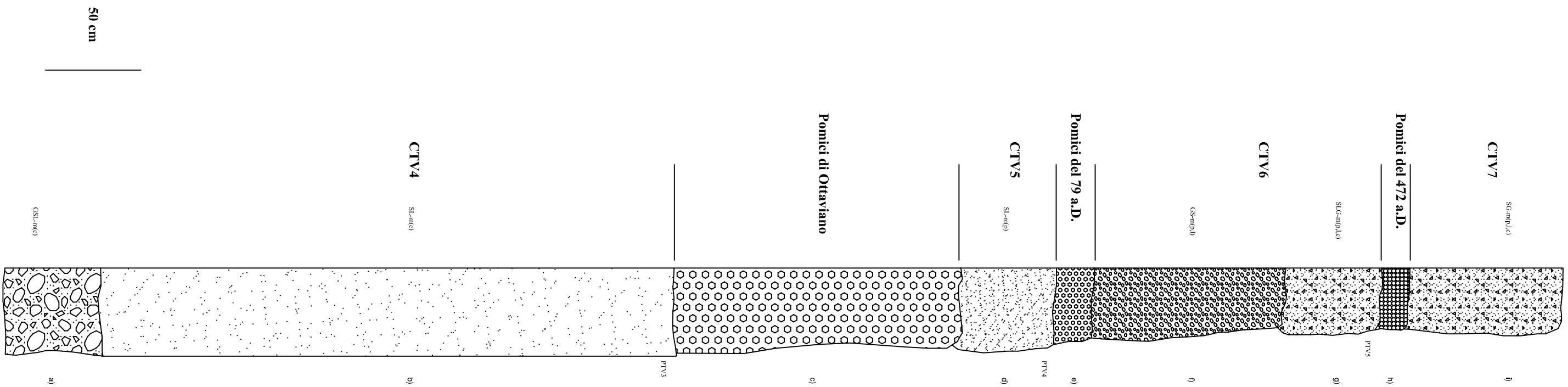
In questo punto affiorano in continuità i depositi descritti alla *stratigrafia TV27* fino all'altezza stratigrafica della Formazione di “Ottaviano”; verso l'alto si rinviene una casa rustica” ascrivibile, per la sua fattura, probabilmente all'epoca romana. Questa risulta inglobata in un deposito spesso circa 2 metri, costituito prevalentemente da materiale vulcanoclastico a granulometria sottile in cui sono presenti rari clasti carbonatici e minute pomici.

Superiormente si rinviene un deposito piroclastico attribuibile alla Formazione del 79 a.D., che passa ad un deposito piroclastico rimaneggiato. Su questo poggia un paleosuolo ben sviluppato, spesso circa un metro, sepolto dalla Formazione piroclastica del 472 a.D.. Infine, vi è il suolo agrario.



Stratigrafia TV29

- a) Deposito *clast supported* di spessore affiorante 50 cm; i clasti sono eterometrici, presentano distribuzione caotica, con matrice giallo ocra;
- b) paleosuolo marrone chiaro, potente circa 2 m;
- c) Formazione piroclastica di "Ottaviano" con spessore di 1,50 m;
- d) circa 50 cm, sabbia limosa, con fronte di alterazione, su cui sono evidenti "solchi agrari".
- e) Nei solchi agrari si rinviene un deposito piroclastico datato come Formazione del 79 a.D.;
- f) deposito vulcanoclastico spesso circa 1 m;
- g) 50 cm, sabbia limosa con fronte di alterazione;
- h) Formazione piroclastica attribuibile al 472 a. D. spessa circa 15 cm;
- i) deposito *matrix supported* con clasti carbonatici sparsi, spesso circa 1 m.
- j) Suolo agrario (50 cm).



Settore San Vito (figura 5.2.9)

In località S. Vito sono stati rilevati gli affioramenti lungo le pareti subverticali dell'attuale vasca omonima. Questa ha una forma sub-circolare, dovuta forse ad antica attività estrattiva (probabile cava di tufo) e si colloca a valle del Vallone S. Marco dove si individua un cambio di pendenza che rappresenta il raccordo con la pianura antistante.

Stratigrafia TV30

La parete sud della vasca mostra dal basso verso l'alto:

- a) Circa 1 m di deposito piroclastico, pseudo-litoide, colore rosa-violaceo, con abbondanti pomici vacuolari biancastre, in matrice sabbiosa con molti cristalli di biotite e litici lavici;
- b) deposito piroclastico pedogenizzato: cinerite sabbiosa di colore rosa violaceo con pomici abbondanti, arrotondate, subordinatamente lapillo;
- c) circa 10 metri, deposito tufaceo grigio scuro, costituito da litici lavici di piccole dimensioni, subarrotondati, a luoghi clasti carbonatici. Alla base il deposito si presenta sabbioso.
- d) deposito (20 cm) addensato, costituito da clasti calcareo-dolomitici eterometrici (2-5 cm), disseminati in matrice sabbioso limosa;
- e) deposito spesso circa 30 cm, avente una granulometria sabbiosa ed è simile al "c";
- f) Lente, dallo spessore massimo di 1 metro, costituita da clasti calcareo-dolomitici eterometrici (2-10 cm), subangolari e leggermente orientati. Si distinguono livelli a prevalente granulometria sottile e livelli a prevalente granulometria grossolana;
- g) paleosuolo ocra addensato dallo spessore di 1 metro, a granulometria sabbioso-limosa con rarissimi clasti carbonatici;
- h) deposito *clast supported*, spesso circa 1 m, costituito da clasti carbonatici da angolari a subangolari e disposti caoticamente, eterometrici (2-10 cm con sporadici blocchi), con matrice sabbiosa. Il deposito si segue con continuità, lungo tutto il fianco meridionale della vasca, così come il sottostante paleosuolo; il passaggio tra i due è netto;
- i) deposito descritto a distanza, colore marrone e spesso circa 30 cm, a granulometria sottile;

- j) deposito *clast supported*, spesso circa 30 cm, descritto a distanza, simile al deposito h.
- k) Probabile suolo, si trova in una posizione troppo alta dal fondo della vasca per poter essere meglio definito.

Stratigrafia TV31

A monte della strada si rinviene il deposito di Ottaviano che fossilizza il deposito di conoide sciolto clastosostenuto, rinvenuto e descritto lungo le pareti verticali della sottostante Vasca S. Vito.

Vasca San Marco (figura 5.2.9)

Lungo il fronte dello scavo, dal basso verso l'alto, si rileva la seguente successione stratigrafica:

Stratigrafia TV32

- a) Circa 100 cm affioranti di un deposito *clast supported*, costituito da clasti carbonatici eterometrici (Φ compreso tra 1 e 10 cm, con rari blocchi da 50 cm), subangolari, distribuiti in maniera caotica, spesso a contatto. La matrice è di colore marrone, sabbio-limosa, di natura piroclastica, con minutissime pomice arrotondate.
- b) Questo deposito tende ad aumentare di spessore verso valle, partendo da circa 40 cm fino a circa 100 cm affioranti. Il deposito è caratterizzato da più livelli. Dal basso si rinviene:
 - i. 5 cm lapilli neri e pomice minutissime con poca matrice limosa di colore grigio.
 - ii. 5 cm pomice minute, di colore bianco, arrotondate, con matrice limo-sabbiosa di colore grigio.
 - iii. 5 cm pomice sciolte, da angolari a subangolari, con litici carbonatici abbondanti, le pomice a rottura si presentano grigie, sono presenti anche abbondanti lapilli, la matrice è assente.
 - iv. 20 cm alternanza livelli pseudocementati, a pomice minute, con strutture piano parallele e livelli sabbioso-limosi molto compatti. I livelli superiori si presentano arrossati.
 - v. 40 cm deposito sabbioso-ghiaioso, con clasti carbonatici frequenti, isoorientati, eterometrici (Φ max 10 cm), non a contatto, a spigoli da

- angolari a subangolari. Il deposito è pseudocementato, di colore grigio e mostra fori da deidratazione.
- vi. 10 cm deposito sabbioso debolmente ghiaioso, costituito da materiale della stessa natura dei livelli sottostanti, ma con strutture pianoparallele. Intercalate a queste strutture si rinvengono precipitazioni carbonatiche. In particolare, al top di questo deposito, si rinviene un livello di circa 2-3 cm che a tratti si dirama verso il basso (la geometria di queste superfici fa pensare a delle strutture da disseccamento in cui sono avvenute precipitazioni carbonatiche).
 - vii. 3 cm livello di colore marrone con pomici minute. La matrice è sabbioso-limosa.
 - viii. 30 cm deposito avente le stesse caratteristiche di quelli precedenti, ma con fori da deidratazione, colorazione marrone e tracce di precipitazioni carbonatiche avvenute attorno a fitte radichette.

Tutto il materiale vulcanoclastico che caratterizza questo deposito è costituito da elementi dell'eruzione di Sarno.

- c) 3 cm clasti carbonatici di piccole dimensioni, frammisti a materiale vulcanoclastico. Il deposito è ghiaioso-sabbioso.
- d) 50 cm clasti carbonatici eterometrici (Φ fino a 20 cm) a spigoli subangolari, con matrice sabbioso-limosa, di colore grigio. I clasti sono a contatto e distribuiti caoticamente.
- e) 40 cm deposito sabbioso limoso di colore marrone ocre, con rari clasti carbonatici a spigoli subangolari (paleosuolo).
- f) 150 cm pomici di Ottaviano.
- g) 40 cm deposito limo-sabbioso, di colore marrone bruno, con pomici sparse di Ottaviano, arrotondate (paleosuolo).
- h) Lenti di circa 5-10 cm di pomici del 79 a.D., poco rimaneggiate, con poca matrice sabbioso-limosa di colore marrone.
- i) 40 cm deposito ricco in pomici poligeniche a contatto tra loro, con matrice limo-sabbiosa, di colore marrone chiaro
- j) 20 cm deposito sabbioso-limoso, con pomici poligeniche sparse e strutture trattive.

Questa stratigrafia è valida per i tre fronti di scavo della vasca, cambiano solo gli spessori dei depositi ed alcuni rapporti tra questi. Le sezioni mostrano tali rapporti.

Sintesi stratigrafica e sedimentologica dell'area di glacis medio distale: Località Lavorate, S. Vito – S. Eramo (Tabella 5.2.10, sezione II).

La porzione di territorio che si individua tra le contrade S. Vito – S. Eramo è delimitata a N dalla faccetta triangolare a controllo strutturale in località Villa Venere, a est dalla parte terminale del canale dei Tre Valloni, ad ovest dal Vallone S. Marco. Questa area mostra, acclività compresa tra 0° e 6°, una morfologia poco articolata e va a rappresentare la fascia di raccordo tra il glacis di accumulo e l'antistante piana alluvionale.

Il rilevamento è stato possibile grazie alla presenza di scavi, finalizzati alla realizzazione della Vasca San Marco ed alla costruzione di canali artificiali, quali la parte terminale del Vallone s. Marco ed il canale collettore tra le due vasche di raccolta di S. Vito e quella di nuova realizzazione in località Voscone.

I *marker* vulcanici disponibili in questa zona sono rappresentati dai prodotti dell'**Ignimbrite di Taurano**, dalle **Pomici di Base**, dall'**Ignimbrite Campana**, dalle **Pomici di Sarno** (che qui si rinvencono solo rimaneggiate), dalle **Pomici di Ottaviano** e dai prodotti piroclastici delle eruzioni del **79 a.D.**, **472 a.D.** e **1631 a.D.**

Passando a descrivere la successione stratigrafica ricostruita per questa area, i depositi più antichi rinvenuti, sono rappresentati dall'**Ignimbrite di Taurano**, il cui spessore affiorante è di circa 4 metri. Questa è costituita da materiale sabbioso limoso di colore giallastro che passa a marrone scuro, ad indicare un lungo periodo di stasi (**PTV1**). Seguono le **Pomici di Base** (spessore di circa 1 metro), che a rottura mostrano una colorazione biancastra. L'intero deposito presenta una colorazione rosea, che diventa più intensa verso il tetto, al passaggio con la cinerite sovrastante.

Le Pomici di Base sono accompagnate dall'**Ignimbrite Campana** che raggiunge spessori massimi di circa 15 metri (sondaggio BH9, realizzato in corrispondenza della Vasca S. Vito).

Il primo litosoma più antico, poggiante sull'Ignimbrite Campana, già rinvenuto nelle porzioni apicali del glacis di Tre Valloni, è il **CTV2**, che qui

presenta spessori di circa 3 metri. Questo è formato dalle petrofacies [**SG-m(c,l)**, **SL-m(c)**], il cui tetto mostra evidenze di alterazione (**PTV2**).

L'assenza delle Pomici di Codola in questa area, impedisce di individuare il passaggio dal litosoma CTV2 al CTV3, ma è possibile identificare il passaggio dal **CTV3** [rinvenuto nella petrofacies **GSL-m(c,p,l)**] alle **Pomici di Sarno** (petrofacies **GS-pc**, con spessore di circa 1 m), che seppur rimaneggiate, qui hanno funzione di *marker* stratigrafico.

Il litosoma **CTV4** [petrofacies: **GS-m(c,l,p)** e **SL-m(c)**] sormonta le Pomici di Sarno. In questa area esso presenta uno spessore variabile da 1 a circa 3 metri (in affioramento), con al tetto un paleosuolo ben sviluppato (**PTV3**).

Le **Pomici di Ottaviano** ammantano il CTV4, per uno spessore di circa 1,5 metri, al tetto delle quali, si trova il litosoma **CTV5**, con la petrofacies **LS-m(p)**, sul quale si imposta un fronte di alterazione **PTV4**.

Circa i termini più recenti, i prodotti dell'eruzione del **79 a.D.**, sono stati rinvenuti in maniera diffusa su questa porzione di territorio, seppur spesso interessati da erosione areale e seguiti dal litosoma **CTV6**, con la petrofacies [**SGL-m(p,l,c)**].

Il litosoma CTV6 presenta normalmente un fronte di alterazione (**PTV5**) ed è generalmente ricoperto dalle piroclastiti del **472 a.D.** Quando le piroclastiti sono interessate dalla fase erosiva **ETV5**, il litosoma CTV6 si rinviene direttamente a contatto con il **CTV7** [petrofacies **GS-m(l,p,c)**] contenete elementi vulcanoclastici del 472 a.D.

Le piroclastiti del **1631 a.D.** con l'attuale suolo, sigillano la successione.

Fascia medio distale Lavorate-Tre Valloni

Litosomi ed eruzioni	Petrofacies	Pedogenesi	Fasi erosive
Pomici del 1631 a.D.			
CTV7	GS-m(l,p,c)		ETV5
Piroclastiti del 472 a.D.			
CTV6	SGL-m(p,l,c)	PTV5	ETV4
Pomici del 79 a.D.			
CTV5	LS-m(p)	PTV4	ETV3
Pomici di Ottaviano			
CTV4	GS-m(c,l,p); SL-m(c)	PTV3	
Vulcanoclastiti di Sarno	GS-pc		
CTV3	GSL-m(c,p,l)		
CTV2	SG-m(c,l); SL-m(c)	PTV2	
Ignimbrite Campana			
Pomici di Base			
Ignimbrite di Taurano		PTV1	

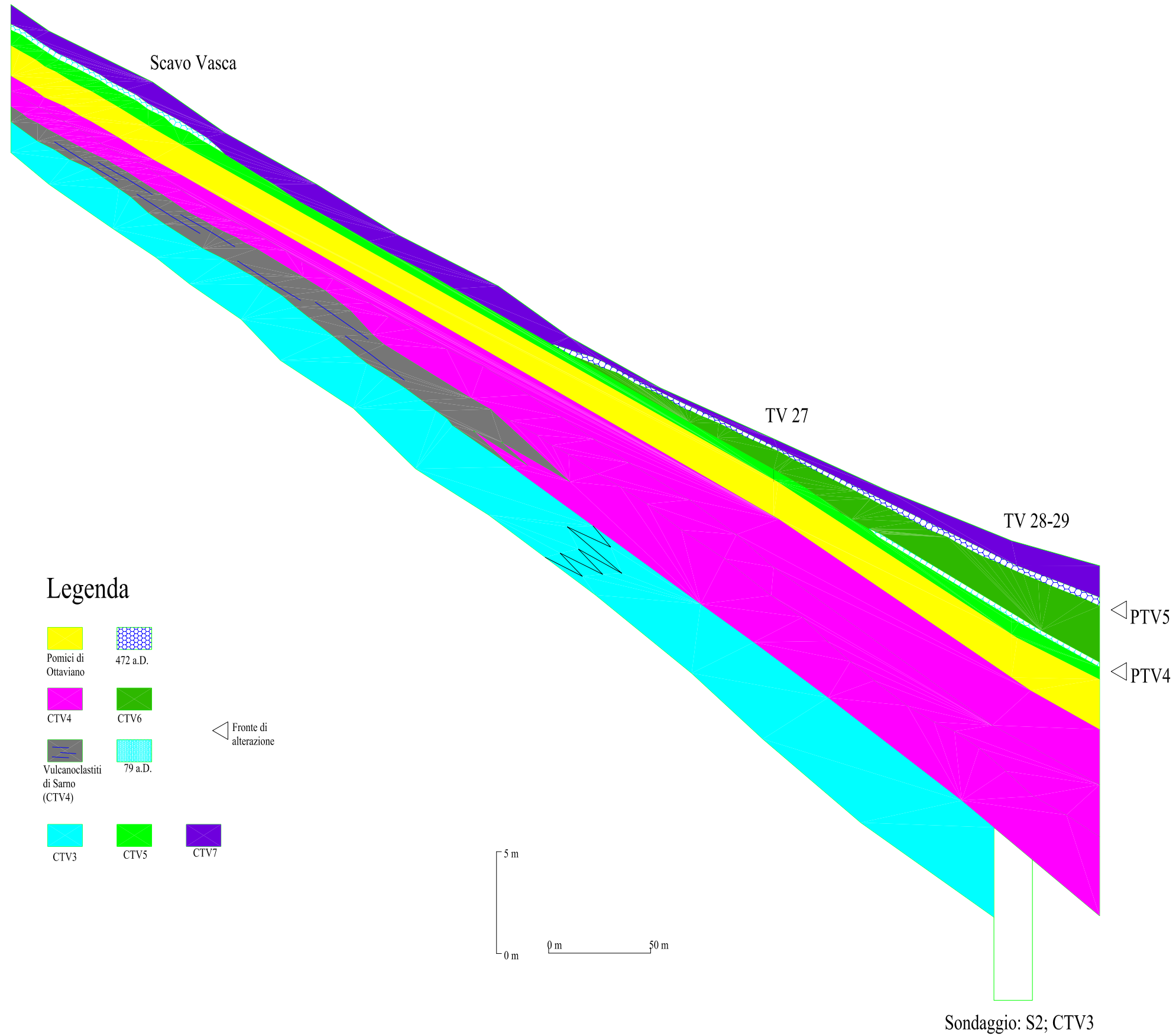
Tabella 5.2.10

Superfici di erosione ———

Sezione Vallone San Marco

I

L



5.3 **Associazioni di facies**

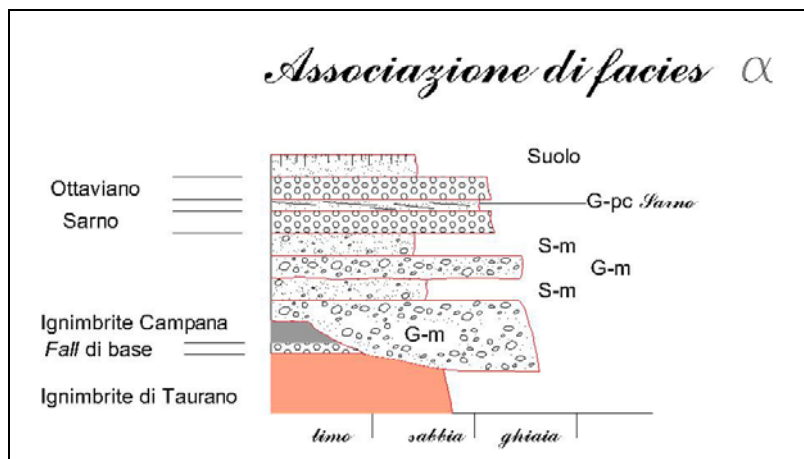
Al fine di comprendere la distribuzione dei processi di aggradazione avvenuti lungo la fascia pedemontana dei Monti di Sarno, sono state individuate alcune combinazioni delle litofacies sopra descritte. Le associazioni di litofacies determinate sono cinque, ognuna delle quali è risultata rappresentativa di un contesto morfologico.

Associazione di facies α

Tale associazione di facies poggia sull'Ignimbrite Campana, o, mediante contatto erosivo sull'Ignimbrite di Taurano. Si tratta di un'associazione di corpi deposizionali, visibili attualmente solo nelle zone di apice reincise del glacis. Questi sono caratterizzati da ghiaie massive, clasto-sostenute ad elementi carbonatici ed a matrice sabbiosa di natura piroclastica, (G-m) che si alternano, a luoghi, con depositi sabbiosi o sabbio limosi, di origine vulcanica (ignimbriti), alterati e rimaneggiati (S-m). Le due facies si presentano sovrapposte in maniera alternata ed contatto mediante superfici di erosione e sono interpretate come episodi di aggradazione del glacis avvenuti mediante processi di *debris flow*, dove i livelli clasto-sostenuti e quelli a granulometria più sottile, costituiscono rispettivamente la testa (*lobe head*), o gli argini (*levees*) del flusso e la coda dei singoli eventi deposizionali. In alcuni casi queste alternanze possono essere considerate come la sovrapposizione e migrazione laterale di più corpi. Mediamente lo spessore dei singoli *debris flows* è inferiore al metro, mentre l'intera associazione di facies supera anche i 15 metri (Località Tre Valloni).

Al top della successione, si trova spesso il *fall* dell'eruzione di Sarno che, seppur in lembi, si rinviene in giacitura primaria (anche nel suo spessore totale di circa 4 m, Episcopio- S. Chirico). A luoghi al top sono presenti livelli rimaneggiati costituiti da alternanze centimetriche di pomici e litici [GS-pc(p,l)], provenienti esclusivamente dalla stessa eruzione, pseudocementati da precipitazioni carbonatiche. Il cui processo di messa in posto è riferibile a eventi da sheet flow.

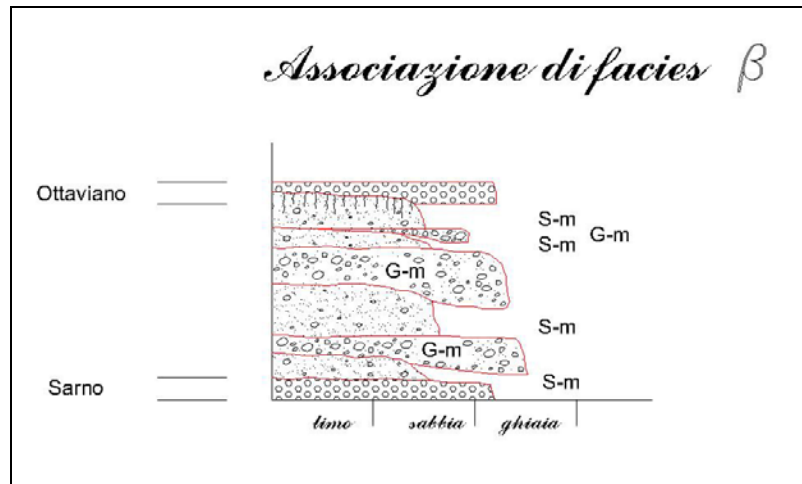
Tale associazione di facies è rappresentativa della fascia apicale del glacis dove le **pomici di Ottaviano**, seguite spesso da brandelli di depositi piroclastici più recenti, sigillano la successione.



Associazione di facies β

L'associazione di facies α passa verso l'alto e in direzione della zona medio prossimale del *glacis*, all'associazione β . Quest'ultima è caratterizzata da alternanze di corpi a ghiaie massive, ad elementi cartonatici di forma subangolare e matrice vulcanoclastica [GS-m(c,p,l)] e corpi a ghiaie e sabbie vulcanoclastiche [GS-m(p,l); S-m(p,l)] che rimaneggiano principalmente elementi dell'eruzione di Sarno. Questa associazione può essere interpretata come il risultato dell'evoluzione di un flusso di sedimenti composito (composite sediment gravity flow, Sohn et al., 1999; Cinque et al. 2005) che si forma quando un corpo più diluito (*Hyperconcentrated flow*) segue un *debris flow*, il quale può arrestarsi durante il suo cammino ed essere sormontato dalla coda più fluida. La frazione carbonatica, rappresenta il corpo meno fluido, mentre le vulcanoclastiti (generalmente pomici con litici subordinati) costituiscono la coda.

Questa associazione di facies, come la precedente, è sigillata dalle Pomici di Ottaviano e dalle successive eruzioni; è rappresentativa di alcune aree prossimali, ma si rinviene anche nella fascia media del *glacis*, dove è sottoposta all'associazione di facies γ .



Associazione di facies γ

La fascia medio prossimale del *glacis* è rappresentata dall'associazione di facies γ che ricopre l'associazione β . A partire dalle pomici di Ottaviano, sono state riconosciute le litofacies G-ps, G-m, S-m e L-m. Le prime due sono formate da pomici con matrice sabbio-limoso, si presentano da pseudostratificate a massive, dove le prime sono interpretate come fenomeni da sheet flow avvenuti dopo l'eruzione, le seconde come *debris flow* vulcanoclastici. Le litofacies S-m e L-m sono costituite da materiale sabbioso o limo-sabbioso, massivo, in cui si rinvencono pomici rimaneggiate dell'eruzione di Ottaviano e a luoghi rari clasti carbonatici, anch'esse interpretate come *debris flows* vulcanoclastici post eruttivi.

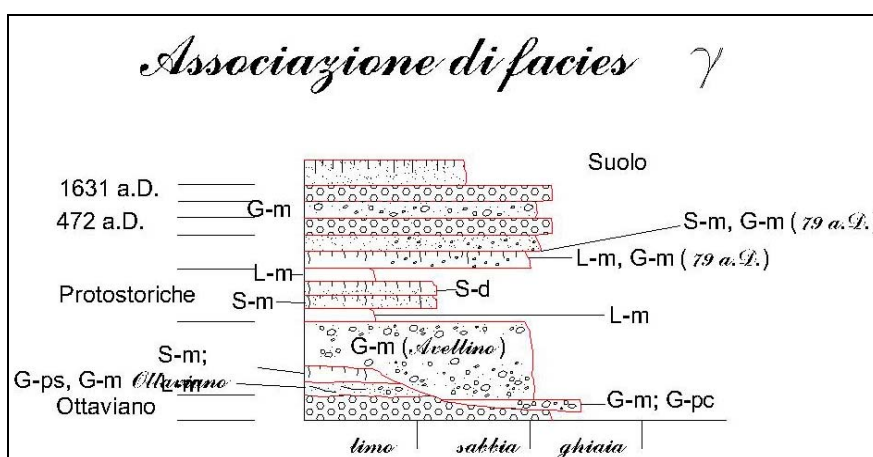
A volte si rinvencono solchi erosivi (larghi dai 2 ai 10 metri e profondi massimo 2 metri), che arrivano fino alle piroclastiti di Ottaviano. Il riempimento di tali solchi è costituito dalle litofacies G-m e G-pc. Si tratta di materiale a prevalente componente carbonatica, con clasti eterometrici (Φ max circa 10 cm), a spigoli smussati, talora in contatto, massivo o con stratificazione piana incrociata, la cui matrice è ghiaio-sabbiosa o sabbio-limoso, di chiara origine piroclastica, in cui si riconoscono pomici, litici lavici minuti e frammenti di cristalli femici.

Alle litofacies sopra descritte, segue la G-m, formata da ghiaia pomicea derivante dal rimaneggiamento delle Pomici di Avellino con matrice da sabbio limoso a limo sabbiosa, e rari clasti carbonatici, smussati e a luoghi pomici subarrotondate dell'eruzione di Ottaviano. Questa è

interpretata come un *debris flow* viscoso, che segue l'eruzione di Avellino e coinvolge anche la litofacies sottostante.

La successione prosegue con ghiaie vulcanoclastiche da massive a pseudostratificate, talora gradate e sabbie limose vulcanoclastiche da pseudo stratificate a massive, derivanti dal rimaneggiamento delle eruzioni protostoriche. I processi di messa in posto sono ascrivibili a *debris flow* vulcanoclastici accompagnati da eventi più fluidi (G-pc).

La successione si chiude con i depositi piroclastici del 472 e 1631 a.D. tra i quali si interpongono pochi decimetri di ghiaie e sabbie vulcanoclastiche (G-m, G-i ed S-m) da massive a inversamente gradate che rappresentano episodi di rimaneggiamento da *rolling*, sineruttivi, avvenuti alle spese del 472 a.D.

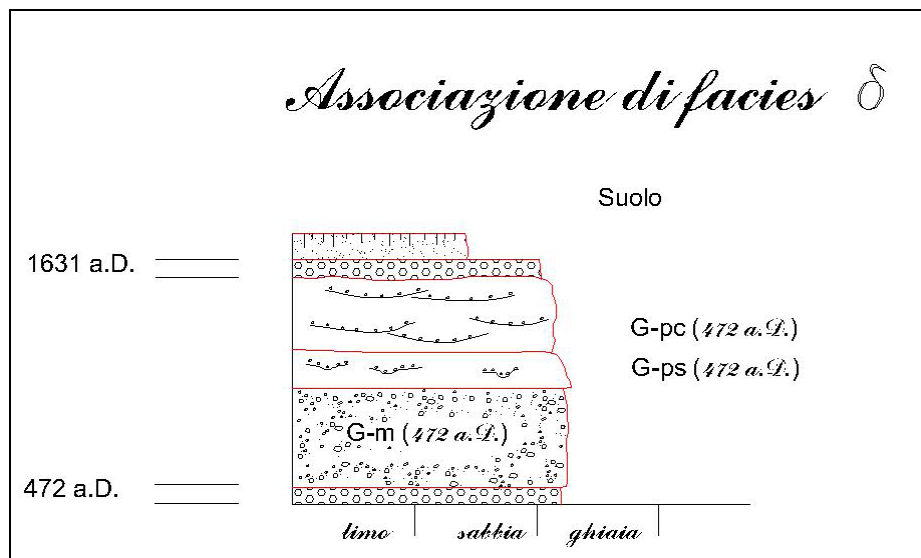


Associazione di facies δ

Le litofacies G-m, G-ps, G-pc, rappresentano l'associazione di facies tipica della fascia medio distale del *glacis*, dove si rinviene sopra l'associazione γ , anche se sovente si rinviene la G-ps incastrata nell'associazione di facies α nella fascia medio prossimale del *glacis*.

Si tratta di ghiaie vulcanoclastiche derivanti quasi esclusivamente dalle piroclastiti del 472 a.D. Queste si presentano da massive a pseudostratificate, o con stratificazione piano parallela incrociata. La litofacies G-m è interpretata come un rimaneggiamento da *debris flow* coesivo, sineruttivo (costituito esclusivamente da elementi, prevalentemente ghiaiosi, del 472 a.D.). La G-ps, a differenza della precedente, è quasi priva

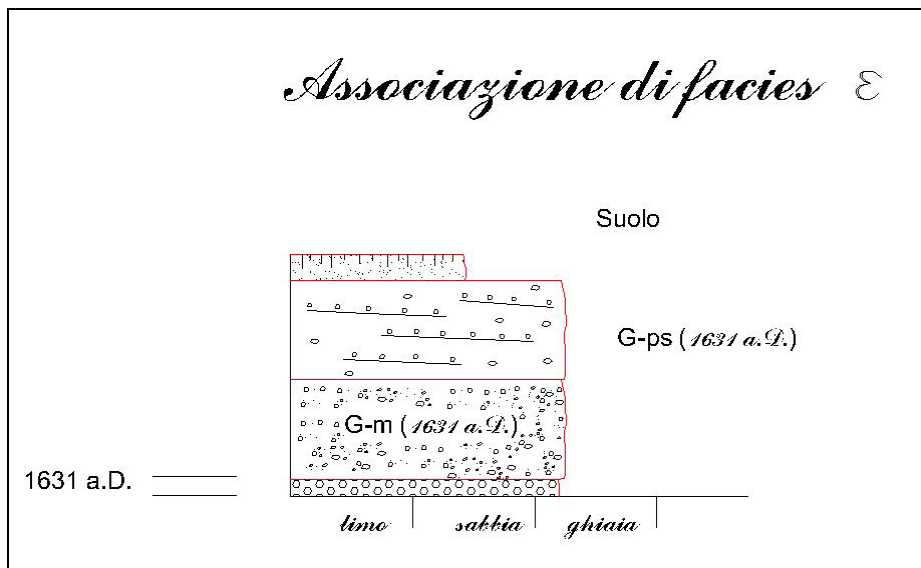
di matrice, costituita da pacchi di strati nell'ambito dei quali non si distinguono strutture, e in cui si rinvencono spesso clasti carbonatici sparsi. La litofacies G-pc si presenta come un'alternanza di livelli spessi pochi centimetri ed estesi alcuni metri, di litici lavici e pomici, dove spesso i livelli a litici lavici si presentano ben selezionati o mostrano una gradazione inversa e generalmente sono privi di matrice. I livelli pomicei sono caotici ed hanno matrice sabbiosa o sabbio-limosa. Queste due litofacies si rinvencono sia confinate nelle incisioni dove raggiungono spessori dai 2 ai 5 metri, che nella zona medio distale del glacis. Esse sono state interpretate rispettivamente come depositi da hyperconcentrated flow e stream flow, confinati nella porzione medio prossimale del glacis che, spagliano in corrispondenza del *knick point*, dando luogo a depositi in cui si riconoscono anche strutture da *scour and fill*. A seguito di questi episodi si rinvencono depositi derivanti da processi da sheet flood (G-pc), che aggradano le aree più distali e depresse del glacis, andando a costituire la porzione basale della successiva associazione di facies.



Associazione di facies ε

Come già accennato, questa associazione comincia con la litofacies G-pc, cui seguono le piroclastiti del 1631 a.D. e le litofacies G-m e G-ps, che si rinvencono solo nella porzione distale del *glacis*. Le ultime due

litofacies raggiungono assieme spessori di massimo 4 metri e sono costituite principalmente da elementi vulcanoclastici del 1631 a.D., con clasti carbonatici eterometrici, smussati ed elementi vulcanoclastici poligenici sparsi, con matrice sabbiosa. I processi di messa in posto sono interpretati come *sheet flood* per la litofacies G-pc e come *debris flow* e *hyperconcentrated flow* per le facies G-m e G-ps.



6. DISCUSSIONE COMPLESSIVA DEI DATI E TENTATIVO DI RICOSTRUZIONE EVOLUTIVA

I massicci calcarei dell'Appennino centrale e meridionale risultano spesso delimitati da alte e ripide scarpate di faglia, o di linea di faglia (Ascione & Cinque; 1995) che appaiono più o meno dissecate da incisioni torrentizie. Laddove questi versanti affacciano su fondivalle subpianeggianti, oppure su pianure ospitate in depressioni intramontane o costiere, al loro piede si osservano fasce di raccordo impostate su depositi colluviali ed alluvionali. L'analisi di questi depositi rivela che le ultime fasi di cospicua aggradazione risalgono all'ultimo periodo glaciale (Würm), quando l'alta frequenza annua dei cicli di gelo-disgelo garantiva un efficace crioclastismo. Di conseguenza, le piene dei torrenti montani risultavano sovraccariche di detrito ed alimentavano la crescita di ampi e potenti conoidi lungo il *mountain front*. Nella maggior parte dei casi, tali conoidi pedemontani appaiono oggi inattivi e reincisi. Che si tratti di una reincisione dovuta a cambiamenti climatici lo dimostra il fatto che la sua entità è massima verso l'apice dei coni e decresce, fino ad azzerarsi, verso valle. Sebbene sia stata datata solo raramente, l'inizio della fase di reincisione può farsi quindi coincidere con il passaggio a climi caldo-umidi che si ebbe intorno all'inizio dell'Olocene; cambiamento che fece diminuire drasticamente la produzione detritica sui versanti (ove prese a dominare, invece, la dissoluzione carsica) e crescere la portata media dei corsi d'acqua.

Il modello evolutivo appena descritto può essere considerato valido per quei massicci carbonatici in cui mancano terreni di copertura teneri ed in cui il substrato non è tanto tettonizzato da risultare erodibile anche senza il preliminare lavoro della gelifrazione.

Nel caso dei massicci carbonatici che si collocano a breve distanza dai vulcani attivi della Piana Campana, la evoluzione tardo-quaternaria delle fasce pedemontane è stata alquanto diversa, risentendo della disponibilità di coperture facilmente erodibili corrispondenti ai manti di piroclastiti che varie eruzioni esplosive hanno gettato su quei rilievi.

La presente tesi ha voluto, appunto, indagare in dettaglio un rappresentativo caso di questo genere (quello del piedimonte sud dei Monti

di Sarno) cogliendo anche la preziosa occasione che gli scavi connessi alla realizzazione delle opere per la sistemazione definitiva delle aree a rischio, colpite dalle frane del 5-6 maggio 1998 rendevano finalmente, e temporaneamente, osservabili delle chiare sezioni nei depositi del piedimonte.

I dati e le interpretazioni parziali relative ai singoli settori che è stato possibile indagare in dettaglio, sono stati già esposti nel capitolo 5. Qui si intende ora tentare una ricostruzione più generale considerando la totalità dei dati e delle osservazioni svolte sull'intero piedimonte.

L'articolazione del presente capitolo prevede un paragrafo introduttivo (6.1) dedicato alla geomorfologia dell'area di studio, seguito da un paragrafo (6.2) che sintetizza gli eventi di aggradazione, stabilità e reincisione registratisi in varie epoche in vari tratti del glacis pedemontano e da ulteriori paragrafi (6.3, 6.4 e 6.5) che contengono discussioni di approfondimento riguardo la distribuzione spazio temporale dei fenomeni erosivi e sedimentari, in merito agli effetti sulle morfodinamiche dopo l'arrivo di nuove coltri piroclastiche e sulle possibili influenze delle variazioni climatiche.

6.1 La geomorfologia dell'area

L'area di studio è suddivisibile in tre grandi unità di paesaggio: il *mountain front*, la fascia pedemontana e la pianura (considerata solo come elemento di confine del sistema preso in esame). Nell'ambito del *mountain front*, si distinguono dei relitti planari della originaria scarpata di faglia (localizzati in aree di interfluvio e modestamente incisi da bacini di basso ordine gerarchico) e, alternati a questi, dei bacini di escavazione torrentizia e fluvio-carsica.

I relitti planari che presentano generalmente forma triangolare, si rinvencono solitamente nei settori di Episcopio e San Vito S. Eramo, con profilo grossomodo rettilineo, a luoghi concavo (quando solcati da reticoli idrografici non gerarchizzati e impostati nei terreni di copertura); le quote altimetriche sono comprese tra 600 m e 400 m s.l.m. per quelle di

dimensioni maggiori, e tra 200 m e 125 m s.l.m. per quelli più piccoli. Questi presentano un *range* di acclività compreso tra 20 e 30°.

Relitti planari con forma trapezoidale, sono caratteristici del settore al confine con Palma Campania (Via Muro d'Arce). Questi presentano profilo da rettilineo a concavo, quando solcati da aste drenanti monocorsuali con bacini di estensione massima di 0,03 kmq; le quote altimetriche vanno da 250 m a 70 m s.l.m., presentando range di acclività compreso tra 20 e 40°, con prevalenza della classe 20-30°. Infine si rinvencono cornici litologiche comprese tra le quote 220-250 m s.l.m., alte mediamente circa 20 m.

I bacini torrentizi hanno estensione compresa tra 1.2 e 0.1 kmq e dislivello totale (tra apice del glacis e punto più alto dello spartiacque) variabile tra 830 m (Vallone Tuoro) e 400-450 metri (Valloni Mare 1 e S. Chirico). Essi presentano fianchi vallivi acclivi tra 30 e 60° con prevalenza della classe 40-50° talora interrotti anche da cornici litologiche subverticali alte fino a 60 metri. Le zone di testata si presentano concave ed articolate nel caso dei bacini più estesi (Tuoro, S. Lucia e Tre Valloni) e in alcuni casi catturano la paleosuperficie (Bacino di Montagna Barone, Vallone Monaco, San Romano, Tuoro e Santa Lucia). La presenza di cornici litologiche dà luogo a salti anche lungo il percorso degli alvei, in corrispondenza dei quali queste ultime tendono ad arretrare.

La fascia pedemontana si presenta, solo nella sua porzione più alta, articolata in una successione di forme convesse (spesso rielaborate da dissezioni) che corrispondono alle parti apicali dei molti conoidi di deiezione che escono dalle sopraccitate incisioni torrentizie. Tuttavia, le zone collocate presso la base dei settori interfluviali del *mountain front* non presentano pronunciate depressioni inter-conoidali. Spostandosi a valle della fascia in cui si distinguono più apici di deiezione, i conoidi si anastomizzano tra loro in modo quasi perfetto, dando luogo ad un pendio piuttosto uniforme (*glacis* di accumulo) nel quale solo a tratti si riescono a leggere delle dolci convessità planimetriche ascrivibili all'azione costruttiva di uno specifico corso d'acqua. Solo allo sbocco dei torrenti del settore più Occidentale, al confine con Palma Campania, si hanno morfologie da singolo conoide ben pronunciate, ma di estensione limitata. Difatti, si

estendono a partire dagli apici fino alle aree distali, dalle quote di circa 80 m s.l.m. a 25 m s.l.m., con *range* di pendenze compreso tra 14° nelle aree apicali e 2° in quelle distali. Tali coni infine, presentano angoli di apertura variabili tra 75° (Vallone Monaco) e 40° (Località de Giulio).

Il *glacis* è stato suddiviso in: a) forme apicali (con gradienti tra 9 e 18°, con prevalenza della classe 12-15° e quote grossomodo comprese, tra 300 m e 230 m s.l.m., nel caso del Vallone Tuoro che rappresenta l'apice più incassato nel *mountain front* e, tra 100 m e 80 m s.l.m., nel caso del S. Angelo), b) fascia prossimale (con gradienti che vanno da 6 a 12°, con prevalenza della classe 9-12°, avente quote comprese tra 230 m e 150 m s.l.m. nel Tuoro e da 80 m a 65 m s.l.m. nel S. Angelo); c) fascia mediana (con gradienti tra 5 a 10°, con prevalenza della classe 6-9° e quote grossomodo comprese tra 200 m e 90 m s.l.m., nel caso del Vallone Tuoro); d) fascia distale (con gradienti inferiori a 8° con prevalenza della classe 3-6° e quote comprese tra 100 m e 25 m s.l.m.). A valle di questa inizia la Piana del Sarno vera e propria, caratterizzata da pendenze quasi nulle e da depositi fluviali e palustri.

In alcuni contesti, l'andamento delle isoipse, denuncia situazioni di "incastro telescopico", come ad esempio in Località Foce, allo sbocco del Vallone Mare in cui si distingue l'incastro di lobi di deiezione più recenti in lobi più antichi. Situazioni simili si riconoscono lungo l'intero *glacis* in località Episcopio, ma l'interdigitazione dei coni tende ad appiattare tali forme lobate.

In generale si osserva che i lobi di deiezione più recenti (meno dissecati) sono meno acclivi di quelli più antichi

Le incisioni che si rinvengono nella fascia pedemontana (ovvero sul *glacis*) sono profonde fino a circa 25 metri nelle zone di apice e diventano via via meno pronunciate spostandosi verso valle. Alcune si azzerano (o subiscono brusche diminuzioni di profondità) laddove passano da un conoide più antico ad uno più recente incastrato a cannocchiale. In generale i lobi più giovani si presentano per niente dissecati.

6.2 *La successione degli eventi*

Le successioni analizzate nell'area di studio hanno consentito di fare una ricostruzione degli eventi morfoevolutivi, partendo dal Pleistocene superiore ad oggi. E' possibile affermare che la morfologia dell'attuale *mountain front* è sostanzialmente simile a quella presente all'inizio di questo arco temporale. Infatti, essa deriva da fagliamenti che si verificarono nel corso del Pleistocene inferiore (quando si ebbe il collasso del graben della Piana Campana) e da una successiva morfoevoluzione durata più di un milione di anni. La parte di questa storia evolutiva che cade nell'intervallo cronologico qui considerato è dunque una piccola frazione del totale. D'altra parte, che nel Pleistocene superiore esistessero già le attuali alternanze di relitti interfluviali e di bacini torrentizi di versante, lo dimostra il fatto che i relitti degli apici di conoide tardopleistocenici si ritrovano sistematicamente incassati in valli che ancora esistono e non eccessivamente sospesi.

Dato che nel corso dell'Olocene, la Piana del Sarno ha avuto un tasso di subsidenza di circa 2 mm/a (Cinque, 1991), ciò può aver interagito con l'evoluzione del piedimonte ribassando i termini più distali dei depositi alluvionali. Tuttavia si deve ricordare che questa subsidenza è stata ben compensata dall'aggradazione (piroclastica ed alluvionale) della Piana, tanto è vero che le paleolinee di riva ricostruite per vari momenti dell'olocene (Cinque, 1991) manifestano tendenza progradante. Quindi, si può ritenere che lungo il piede del glacis pedemontano qui considerato non si siano avuti, nell'ambito degli ultimi millenni, abbassamenti rilevanti del livello di base locale. D'altra parte l'analisi morfologica non solo non ha evidenziato importanti scarpate di faglia nel glacis, ma ha anche rivelato la regolarità del dolce raccordo tra glacis e pianura.

Passando ad una sintesi delle principali tappe evolutive vediamo che nel corso del Pleistocene medio, breccie clinostratificate a clasti carbonatici (Breccie di Santa Lucia) si depositarono come falde detritiche lungo i versanti planari di interfluvio e alla base dei fianchi vallivi di maggiore estensione ed acclività. La mancanza quasi assoluta di matrice piroclastica, suggerisce un'età anteriore a 0,4 Ma ; età di inizio attività del paleo-Somma sepolto, rivelato dal sondaggio geotermico Trecase 1 e relativi indagini gravimetriche e magnetiche (Brocchini et al. 2001). In molti casi tali breccie

intasarono anche i canali, come dimostrano gli affioramenti residui osservati in località Tre Valloni. Era dunque un periodo di forte produzione clastica dai calcari (probabilmente criogenica) e scarsa capacità erosiva dei torrenti (clima freddo e secco).

Dopo la deposizione delle Breccie di Santa Lucia, si ebbe una fase di reincisione nelle aree apicali del *glacis*, come ben esposto in località Tre Valloni. Essa può connettersi ad una fase di passaggio ad un clima caldo-umido (interglaciale), ma potrebbe essere anche facilitata da fagliamenti piedimontani. Per mancanza di dati di sottosuolo (le sezioni ed i sondaggi disponibili non giungono alle profondità necessarie) non è possibile chiarire se a queste breccie antiche si associavano, più a valle, dei conoidi e fino a che punto essi furono interessati dalla successiva fase di dissezione. Un equivalente di queste breccie nell'area di Monti Lattari potrebbero essere i depositi di falda e di conoide che si hanno lungo il versante nord del M. S. Angelo a Tre Pizzi (zona di Pimonte) e che scendono fino a Gragnano sotto forma di conoide confinato tra rilievi calcarei. Più a valle scompaiono perchè ribassati da faglie.

Tornando all'area dei Monti di Sarno, notiamo che, intorno al passaggio Pleistocene medio- Pleistocene superiore (che inizia a 130 ka), almeno nelle parti apicali dei conoidi, le breccie di cui sopra apparivano già reincise e vennero ricoperte da un deposito ignimbrico che, come argomentato al capitolo 5 si può tentativamente correlare con l' Ignimbrite di Taurano (IT), la cui età va compresa, in base alle datazioni assolute esistenti in letteratura, tra circa 150 e 200 ka B.P. (Rolandi et al, 2003).

Come testimonia la situazione visibile in Località Bersaglio, le condizioni climatiche favorevoli del Tirreniano, consentirono la formazione di un suolo ben sviluppato (spesso oltre un metro che si presenta argillificato, di colore marrone, ricco in materia organica) sui depositi ignimbrici sopra citati.

Nel corso della prima parte del Würm (Würm I, ovvero OIS 4) lungo le fasce di raccordo tra *mountain front* e piana alluvionale, riprese la crescita dei conoidi grazie al sovraccarico dei torrenti indotto dalla gelifrazione. Tra le aree ad oggi documentate in tal senso, risultano la base settentrionale dei M.ti Lattari (tra Gragnano e Vico Equense), dove i depositi di conoide

ascrivibili all'OIS 4, sono coperti dall'Ignimbrite Campana di 39 kyr B.P. (C.A.R.G. Foglio Sorrento; comunicazione personale prof. A. Cinque). Tuttavia, nell'area di studio, le sezioni disponibili per le zone d'apice mostrano depositi alluvionali ghiaiosi attribuibili a detto intervallo cronologico. Si ha infatti l'appoggio diretto della Ignimbrite Campana su quella di Taurano. Le sezioni relative a zone più basse del glacis, non sono sufficientemente profonde da intercettarle. Inoltre i dati del sondaggio più profondo reperito (sondaggio BH9⁹, località San Vito-Acqua Rossa, area medio distale del *glacis*), indicano a -29,40 m il letto delle **Pomici di Base** (40 kyr. B.P.) che poggia su materiale piroclastico pedogenizzato, correlabile, per le sue caratteristiche, ai depositi altrove affioranti della cosiddetta Ignimbrite di Taurano. Anche Aprile e Toccaceli (2002), interpretando un sondaggio realizzato ai piedi dei monti di Sarno da Nicotera e Civita (1969), indicano le due ignimbriti come sovrapposte e separate da un paleosuolo ed una fase erosiva. Resta da chiedersi il motivo dell'assenza delle ghiaie alluvionali che avrebbero dovuto depositarsi tra le due ignimbriti durante il Würm I, in quest'area. In prima ipotesi si potrebbe pensare che quest'area non registrò (forse per la esposizione a sud-ovest dei versanti) una produzione crioclastica tale da generare ampi conoidi. Una produzione nulla appare inverosimile, ma se la generazione di clasti fu moderata, rispetto alle capacità di carico dei torrenti, è possibile che il materiale riuscisse ad essere trasportato fino ad ambiti piuttosto distali, formando conoidi con apici posti a quote sensibilmente più basse di quelle che (come vedremo) si avranno nel periodo glaciale Würm II, notoriamente molto più marcato del Würm I. In tale ipotesi, i siti in cui i citati sondaggi rivelano l'assenza di ghiaie tra le due ignimbriti potrebbero rappresentare delle aree che non vennero invase dalle deiezioni del primo Würm. Probabilmente perché si trattava di aree difficilmente invadibili o poste su piccoli alti o zone riparate rispetto ai flussi alluvionali. Oppure, essendosi da poco chiuso un lungo interglaciale a clima decisamente caldo-umido (tra i più marcati del Pleistocene), è probabile che il *glacis* si presentasse solcato da profonde incisioni longitudinali in grado di confinare la deposizione ghiaiosa del Wurm I (almeno nelle fasce apicali e mediane dei conoidi).

⁹ Sondaggi per la realizzazione delle vie di esodo località Acqua Rossa

Altra ipotesi possibile è che sia errata la correlazione del banco tufaceo inferiore con l'Ignimbrite di Taurano, oppure l'età attribuita a questa eruzione.

Nel corso del tardo Würm (OIS 2) ripetuti episodi di *debris flow* (vedi paragrafo 6.4) apportarono sul glacis ghiaie carbonatiche (associazione di facies α , par. 5.3), attualmente visibili nelle incisioni apicali (Località Tre Valloni, Episcopio: Valloni Tuoro, S. Chirico e Trave). Verso valle il tetto di questa unità si deprime a profondità superiori a quelle delle sezioni che è stato possibile studiare. se ne deduce che esso inclina verso valle di circa 15°.

Intorno a 18000 anni fa sia i versanti montuosi che il glacis furono ricoperti, dalle **Pomici di Sarno** (Rolandi et al., 2004), che originariamente avevano spessore massimo di 4 m circa. Subito dopo seguì un periodo di rimaneggiamento di tipo areale da *sheet flood* che diede luogo, nelle aree apicali e prossimali del glacis a depositi a stratificazione planare incrociata, attualmente rinvenuti in lembi, con spessore di circa 1,5 m, in cui si riconoscono precipitazioni carbonatiche,.

Dopo l'arrivo delle Pomici di Sarno, l'aggradazione dei conoidi per apporto carbonatico, migrò talora dalle zone di apice verso le aree prossimali del *glacis* (Episcopio S. Chirico), associata ad un considerevole apporto vulcanoclastico (associazione di facies β : Episcopio-Curti; Tre Valloni), avvenuto mediante ripetuti eventi da *debris-hiperconcentrated flow*, i quali contribuirono a smantellare in buona parte il suddetto tefra dai versanti, che oggi si conserva solo in piccoli lembi lungo alcuni fianchi vallivi. Questi episodi, in cui l'apporto carbonatico dai versanti era ancora apprezzabile, si correlano alla fase terminale dell'ultimo glaciale (OIS 2).

L'apporto carbonatico e vulcanoclastico dai versanti, cessò molto prima dell'arrivo delle Pomici di Ottaviano (8000 yr. B.P.), e si concluse con la formazione di un paleosuolo ben sviluppato, rinvenuto diffusamente su tutta l'area del *glacis*, indipendentemente dal contesto morfologico. Quest'ultimo, può essere correlato al *pedomarker B* datato circa 12000 yr B.P., riconosciuto in numerose località, su una vasta area dell'Appennino centrale, a cui si fa corrispondere l'instaurarsi delle condizioni climatiche caldo umide che segnano l'inizio dell'Olocene (Frezzotti et al. 1996). Ciò è

confermato dall'osservazione, in molti studi palinologici effettuati su successioni del centro e sud Italia, del progressivo aumento dei taxa arborei (Follieri et al. 1997, Allen et al. 2000, Allen et al. 2002) che cominciò intorno a 12.5-12 ka, quando torna il querceto misto sui pendii che avevano prima conosciuto vegetazione steppica.

Intorno ad 8000 anni fa, le **Pomici di Ottaviano** ammantarono sia i versanti montuosi che il *glacis* con uno spessore che, stando agli affioramenti residui ed alle isopache date in letteratura, variava da 120 a 180 cm che tutt'oggi si conservano in maniera pressoché continua (salvo che sulle porzioni di versante più ripide: 35-40° e negli alvei) sulle due *land unit*. Questa eruzione, con ogni probabilità ridusse sensibilmente la copertura vegetale uccidendo, seppellendola, quella erbacea ed arbustiva. Dato che i depositi da "rimaneggiamento precoce" rinvenuti a valle sono modesti sembra che si ebbe la ripresa della protezione vegetale (cioè del manto erbaceo) prima che l'erosione idrica e/o franamenti asportassero il manto piroclastico. Probabilmente ciò fu possibile grazie al fatto che vi erano molti alberi di grossa taglia che "armavano" la coltre. Sebbene uccisi dal parziale seppellimento (e non è detto che ciò sia avvenuto in modo generalizzato o dominante) il loro legno non marcì certo in pochi anni, assicurando un effetto stabilizzante per il periodo necessario al ricostituirsi di un manto vegetale, prima solo erbaceo-arbustivo, poi anche arboreo. È noto che dopo un ricoprimento piroclastico il tempo di ripresa della vegetazione, è di circa un secolo o anche meno e che lo sviluppo del suolo su questi avviene nell'arco dello stesso intervallo di tempo (Evans, 1993; Zanchetta et al. 2000).

A tal proposito bisogna ricordare che eravamo in un periodo in cui l'impatto antropico sulla risorsa bosco era trascurabile e le condizioni climatiche erano tali da favorire una rapida ripresa della pedogenesi e della vegetazione.

A seguito dei rimaneggiamenti precoci avvenuti dopo l'eruzione di Ottaviano, si ha evidenza dell'inizio di una fase erosiva, durante la quale cominciò la dissezione degli apici del *glacis* (località Episcopio e Foce). Questa fase generò anche dei gullies che si spinsero verso valle fino alle

fasce medie del *glacis*¹⁰. Non si esclude che questa sia cominciata già durante l'inizio dell'Olocene, anche se non se ne ha riscontro nelle sezioni osservate, ma riscontrata in tagli osservati nella Valle di Lauro (fuori dall'area di studio).

Intanto gli apici dei corpi di deiezione erano migrati verso zone più basse del *glacis*, come conferma la mancanza di depositi alluvionali posteriori all'eruzione di Ottaviano nelle aree di apice incastrate nel *mountain front*. Tali aree, sebbene reincise ed ammantate da vari livelli piroclastici conservano ancora oggi relitti delle morfologie di accumulo alluvionale nate nel Pleistocene finale.

Una ripresa dell'aggradazione avvenne con la deposizione di ghiaie carbonatiche a matrice piroclastica, i cui clasti, molto probabilmente, non derivano direttamente dal substrato mesozoico esposto nei bacini torrentizi, ma bensì dalla erosione delle unità alluvionali affioranti nelle aree apicali del *glacis*, all'epoca in corso di dissezione. Tali ghiaie andarono a colmare parzialmente i gullies delle aree medio-prossimali (cap. 5 foto 20, 21 e fig. 5.2.3), dove, l'aggradazione continuò mediante la deposizione di corpi a forte componente vulcanoclastica.

Circa 3700 anni fa, i prodotti piroclastici dell'eruzione di Avellino raggiunsero l'area di studio, con spessori di circa 40 cm. Il mancato rinvenimento delle Pomici di Avellino lungo i versanti e nella fascia di *glacis* delle località Tre Valloni e San Vito, è da attribuirsi alla direzione dell'asse di dispersione, che durante quest'eruzione andava verso est, lambendo solo marginalmente (Foce Episcopio) i Monti di Sarno.

In quel periodo, poco dopo l'eruzione, questo tefra subì una forte erosione, che lo asportò, in buona parte dai versanti, decapitando anche il sottoposto paleosuolo sviluppato sulle piroclastiti di Ottaviano. A giudicare dalle facies dei correlativi accumuli a valle, tale fase di erosione si può tentativamente ritenere dominata da fenomeni di *debris flow* vulcanoclastico relativamente poco fluido (basso rapporto acqua/detrito). Questa erosione interessò anche alcuni settori delle porzioni prossimali e mediane del *glacis*, dove attualmente si rinvengono solo i rimaneggiamenti sopraccitati (cap.5, Vasca Episcopio); mentre altrove, sul *glacis* si conservarono ampi lembi

¹⁰ Questi episodi non sono registrati in località San. Vito e Tre Valloni.

delle pomici di Avellino (parzialmente decapitate per erosione areale) e ricoperte da piccoli spessori di *debris flow* vulcanoclastici, accompagnati da una componente carbonatica non trascurabile (cap. 5, figg. 5.2.2 e 5.2.3). Ciò avvenne principalmente su quelle aree di *glacis* alimentate da bacini di basso ordine gerarchico, e arealmente poco estesi.

Durante la tarda età del Bronzo, l'area di studio fu ricoperta da un nuovo *fall* piroclastico, che per caratteristiche macroscopiche, sia litologiche che sedimentologiche primarie, è da correlarsi ai prodotti piroclastici della **Seconda Eruzione Protostorica** descritta da Rolandi et al. (1998) nell'area di Terzino e datata 3225 ± 140 yr B.P. A seguito di questa eruzione occorsero almeno quattro episodi da *debris flow* vulcanoclastici, in cui oggi si rinvenivano frammenti ceramici dell'età del Bronzo medio-recente.

Questi *debris flow* contribuirono all'aggradazione, che si era ormai spostata lungo le aree medio prossimali del *glacis*, e che in particolare interessò il settore di Episcopio.

L'articolarsi della sedimentazione in più episodi separati da pause è testimoniato dalla presenza di fronti di alterazione poco sviluppati, intercalati ai livelli alluvionali. Tali eventi si realizzarono nell'arco di un paio di millenni, fino a quando furono sigillati dalle **pomici del 79 a.D.** le quali questa volta, seppur con spessori esigui (20 cm al massimo), ammantarono l'intera area di studio (Foce, Episcopio, Tre Valloni).

Dopo l'arrivo delle pomici del 79 a.D., le porzioni medio prossimali dell'intero *glacis*, furono interessate da una nuova fase erosiva, di tipo areale e poco marcata, che ridusse questo tefra in brandelli.

Quest'ultima fu seguita, almeno nell'area di Episcopio, e San Vito da episodi *debris flow* vulcanoclastico, che si riconoscono dalle zone prossimali del *glacis* fino a quelle medio distali con spessori variabili da un minimo di 20 ad un massimo di 50 cm. Tale deposito ebbe tempo di alterarsi in un nuovo suolo, prima di essere intaccato da un'altra fase erosiva di tipo areale.

Nell'anno **472 a.D.** si verificò l'eruzione più importante dell'epoca storica, i cui prodotti raggiunsero anche i Monti di Sarno con spessori dai 20 ai 50 cm.

Gli eventi alluvionali successivi al citato *marker* piroclastico segnano un'ulteriore migrazione degli apici verso la base del glacis. Infatti, sulle aree medio prossimali, che dopo l'eruzione del 79 a.D. erano ancora in aggradazione, si instaurò una fase erosiva, sia areale che concentrata in piccoli gullies, che segna la trasformazione in terrazzi delle aree medio prossimali, le quali dovevano essere attraversate anche da incisioni maggiori in grado di veicolare più a valle gli apporti solidi dei torrenti.

Una nuova e importante fase di aggradazione, avvenuta con fenomeni da *debris flow* vulcanoclastici monogenici (solo ad elementi del 472 a.D.), e seguita da *sheet flood*, con apporto anche carbonatico (clasti rimaneggiati per reincisione dell'alto *glacis*) riguardò quindi le aree medio distali (Foce ed Episcopio) e colmò i suddetti *gullies* delle aree medio prossimali, incastrandosi anche nei torrenti principali.

Durante le ultime fasi di aggradazione post 472 a.D., l'area di studio (forse solo parte di essa) fu raggiunta dai prodotti eruttivi di una delle **Eruzioni Medioevali** (se ne riscontra la presenza solo nell'area di Foce, con spessore di circa 15 cm, le cui caratteristiche litologiche e sedimentologiche si correlano al primo evento eruttivo di questo periodo (512 a.D., comunicazione verbale prof. G. Rolandi).

Una nuova fase erosiva areale, rilevata solo in località Foce, nella porzione medio distale di un conoide s.s., interessò i prodotti piroclastici di età Medioevale. A questa fecero seguito almeno tre eventi da *debris flow* vulcanoclastico, che mostrano geometrie irregolari, con spessori medi di circa 50 cm separati da fronti di alterazione poco sviluppati e da due fasi erosive per gullies.

I prodotti dell'eruzione avvenuta nel 1631 a.D., ricoprirono l'intera area di studio (con spessori variabili dai 15 ai 40 cm) e furono interessati da una fase erosiva areale, seguita da *debris flow* vulcanoclastici, superiori anche ai due metri (cap. 5, Località Muro d'Arce) che inizialmente coinvolsero esclusivamente i prodotti piroclastici dell'ultima eruzione, in seguito attinsero anche dai depositi più antichi, dando luogo a depositi poligenici che contribuirono all'aggradazione delle porzioni distali del glacis.

6.1 **Distribuzione spazio temporale dei fenomeni erosivi e sedimentari**

Le attuali forme che caratterizzano il glacis dei M.ti di Sarno sono state dettate dal susseguirsi di fenomeni di aggradazione ed erosivi che hanno coinvolto tali aree. L'analisi sedimentologica e stratigrafica ha permesso di individuare delle associazioni di facies, ognuna delle quali si incastra in un arco temporale ed è rappresentativa dei diversi contesti geomorfologici distinti nell'ambito del *glacis*. Le fasce apicali e prossimali del *glacis* sono caratterizzate dalle **associazioni di litofacies α e β** (Tabella 6.3.1) consistenti in depositi da *debris flow* e *hyperconcentrated flow* a prevalente componente carbonatica (associazione α , cap. 5, fig 5.3.1) o a componente carbonatica e vulcanoclastica (associazione β , cap. 5, fig 5.3.2).

L'associazione di facies α si inserisce, cronologicamente, tra l'Ignimbrite Campana (39 kyr B.P.) e le Pomici di Sarno (18 kyr B.P.), mentre la β è compresa tra questo tefra e le Pomici di Ottaviano.

Le maggiori pendenze delle fasce apicali e prossimali sono dettate da queste due associazioni di litofacies. Infatti, proseguendo in direzione della piana, le associazioni α e β non affiorano in superficie, ma da dati di sondaggio si evince che sono presenti a profondità maggiori rispetto alle aree apicali e prossimali. Se ne deduce che il loro tetto inclina più della topografia attuale e per l'esattezza esso inclina verso valle di circa 15°.

Una dissezione di questi depositi, cominciò dopo l'arrivo delle Pomici di Ottaviano (o probabilmente poco prima, fig. 6.3.1). Questa incise le aree apicali facendo migrare il punto di intersezione verso la base del *glacis*, nelle aree medio prossimali.

In concomitanza con l'arrivo delle Pomici di Avellino, le porzioni medio – prossimali del *glacis* divennero di nuovo aree di aggradazione, e ivi cominciò la costruzione della nuova **associazione di facies γ** (cap. 5, figura 5.3.3) che durò fino all'arrivo dei prodotti piroclastici del 472 a.D. e si spinse fino alle porzioni medie del *glacis* (Tabella 6.3.1 e fig. 6.3.1).

Questa associazione di facies, poggia e si incastra nelle incisioni dell'associazione di facies β e consiste in *debris flows* vulcanoclastici mono e poligenici, che aggradarono solo le porzioni medio prossimali del *glacis*.

Dopo l'arrivo dei prodotti piroclastici del 472 a.D., si verificarono episodi erosivi sia areali che incanalati. Questi ultimi indussero nuovamente gli apici ad una migrazione verso la base del *glacis*, in particolare nelle sue porzioni medio-distali.

Alla nuova dissezione fece seguito un altro periodo di aggradazione che, questa volta riguardò solo le porzioni di *glacis* medio- distali (Tabella 6.3.1). Le associazioni di facies rappresentative di questi momenti, sono δ ed ϵ , che rispettivamente sono comprese tra le eruzioni del 472 a.D. e del 1631 a.D. e tra questa e l'attuale.

L'**associazione di facies δ** (cap. 5, fig. 5.3.4) iniziò con episodi da *debris-hyperconcentrated flow* vulcanoclastici monogenici che si incastrarono anche nei canali principali e si spinsero fino alle porzioni distali del *glacis*. Seguirono ancora *debris* e *hyperconcentrated flow* poligenici ed episodi da *sheet flood*, che persisterono fino a poco dopo l'arrivo dei prodotti piroclastici Medioevali (512 a.D.), dopo i quali (Località Foce) riprese l'aggradazione mediante *debris flow*.

In talune località l'associazione di facies appena descritta termina con l'eruzione del 1631 a.D. e con il suolo attuale, in altre è sottoposta all'**associazione di facies ϵ** (cap. 5, fig 5.3.4). Questa, come la precedente è caratterizzata da depositi derivanti da *debris flow* vulcanoclastici monogenici, seguiti da quelli poligenici.

L'assenza, in alcune località, dell'associazione di facies ϵ è giustificata dalla migrazione laterale di questi corpi, che normalmente tendono a depositarsi nelle aree più depresse.

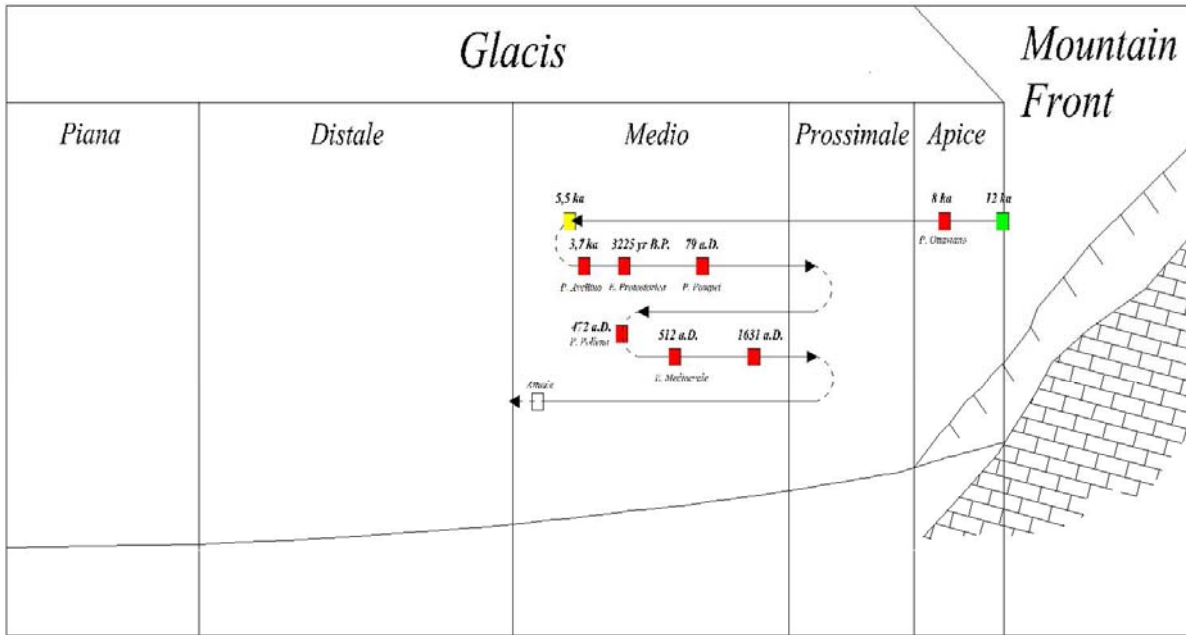


Figura 6.3.1: andamento del vettore dell'intersection point nel tempo. I rettangoli indicano rispettivamente, verde: l'inizio dell'incisione degli apici, con relativa migrazione verso valle dell'intersection point ; giallo inizio aggradazione con relativo arretramento dell'intersection point; rosso: fall piroclastici.

Tabella 6.3.1: Distribuzione spazio-temporale delle associazioni di facies (età dei depositi vulcanici riportata non in scala)

		ASSOCIAZIONI DI FACIES					
		α	β	γ	δ	ϵ	GLACIS
						X	
Pomici del 1631 a.D.	ETA' DEI PRODOTTI VULCANICI				X		MEDIO - DISTALE E DISTALE
Eruz. Medioevale (512 a.D.)					X		
Eruz. del 472 a.D.				X			
Eruz. Protostorica (3225 kyr B.P.)			X				MEDIO - PROSSIMALE E MEDIO
Pomici di Avellino (3,8 kyr B.P.)			X				
Pomici di Ottaviano (8 kyr B.P.)			X				PROSSIMALE
Pomici di Sarno (18 kyr B.P.)		X					APICE
IC (39 kyr B.P.)							
IT (157 kyr B.P.)							

6.4 Effetti sulle morfodinamiche dell'arrivo di nuove coltri piroclastiche

Le numerose osservazioni effettuate lungo la fascia pedemontana e, in parte, sui versanti dei Monti di Sarno, possono utilizzarsi anche per svolgere delle considerazioni in merito a quella che è stata la risposta del sistema morfodinamico agli arrivi di materiali piroclastici.

A tale proposito, trattiamo innanzitutto, e separatamente, il caso dei depositi da flusso ignimbrico, che hanno peculiari modi di accumulo e di influenza sulla morfologia.

Com'è noto, i flussi ignimbrici tendono a riempire le depressioni, ma possono anche ricoprire versanti a debolissima pendenza. È stato inoltre accertato che, lungo il piede dei rilievi calcarei che bordano la Piana Campana, le ignimbrite si depositarono con spessore più forti che altrove poiché vi convergevano sia flussi primari -provenienti dalle zone di emissione localizzate sulla piana- sia flussi secondari discendenti per gravità lungo i versanti. Anche nell'area di studio, i depositi dell'Ignimbrite di Taurano e dell'Ignimbrite Campana non si rinvennero mai lungo i versanti. Piuttosto che invocando successive erosioni, questa assenza si spiega soprattutto con mancata deposizione a causa delle pendenze troppo forti.

Sugli effetti di queste eruzioni così particolari ed antiche, i dati che si sono potuti raccogliere nell'area di tesi sono troppo pochi per tentare di ricostruire con più dettaglio quali conseguenze esse ebbero sul paesaggio e sulle sue dinamiche. Appare tuttavia chiaro che, sulle parti alte del *glacis* pedemontano, i flussi ignimbrici discendenti lasciarono depositi di spessore modesto (3-4 m al massimo) mentre sulle porzioni più basse e meno acclivi del *glacis* la deposizione fu cospicua (nell'ordine di alcune decine di metri - Civita et al. 1969a). Questa deposizione a cuneo dovette ridurre il gradiente della fascia pedemontana e dovette anche renderla più regolare, appianando le preesistenti ondulazioni dovute alla presenza di più conoidi e di solchi di reincisione.

Durante l'Ultima Glaciazione, l'arrivo di piroclastiti non dovette interrompere la produzione crioclastica dalle pareti rocciose; troppo ripide per venire ammantate di pomice o ceneri. Invece, il fermarsi delle piroclastiti sui pendii di media e bassa acclività dovette far calare i ratei di infiltrazione

a vantaggio di quelli di ruscellamento. Inoltre il deporsi di piroclastiti sciolte sugli elementi di trasporto dei frequenti versanti con profilo “di Richter” (ossia da *slope replacement*), a seguito di rimescolamenti dovuti a *soil creep* e, forse, geliflusso, diede luogo al formarsi di coperture miste, costituite da clasti calcarei e matrice piroclastica. Queste migravano verso valle sia a causa dei già citati fenomeni trasporti in massa lenti, sia per occasionali eventi di rimobilizzazione in massa rapida. Rispetto ad uno scenario di calcari nudi e di detriti solo grossolani lungo i versanti (gelifrazione in un massiccio carbonatico privo di manti piroclastici) quello appena descritto favoriva notevolmente i fenomeni di geliflusso, di franamento e di *debris flow*, notoriamente influenzati dalla presenza di matrice fine. I citati fenomeni di trasporto lungo i versanti, (fianchi vallivi inclusi) possono ritenersi i maggiori responsabili delle deiezioni torrentizie che accrescono i conoidi pedemontani durante il Würm, le quali sono, infatti, caratterizzate da facies di *debris flow* costituite da depositi ghiaiosi spesso ricchi di matrice piroclastica, sia nell’area di studio qui considerata (apici dei Valloni Curti, Tuostolo) sia alla base dei Monti Lattari (conoidi tra Gragnano e Castellammare di Stabia).

Nell’ambito dei depositi di conoide tardo pleistocenici, che si differenziano da quelli olocenici per un’elevata quantità di clasti carbonatici, si riscontra un incremento della componente vulcanoclastica dopo l’arrivo delle Pomice di Sarno. La componente vulcanoclastica tende poi a diminuire di nuovo verso l’alto, testimoniando il graduale “ripulirsi” dei pendii calcarei e lo stabilizzarsi delle placche residue sui tratti meno acclivi del paesaggio.

Durante l’Olocene, a partire dall’Eruzione di Ottaviano, l’area in esame è interessata dall’arrivo di almeno sei episodi di *fall* piroclastico dovuti ad altrettante eruzioni esplosive del Somma-Vesuvio ed aventi caratteristiche litologiche e spessori diversi. Circa le conseguenze di questi accumuli da *fall* sulle morfodinamiche dell’area, i dati raccolti sono più numerosi che per gli eventi pleistocenici sopra trattati, in quanto si tratta di eventi che hanno lasciato un record stratigrafico più completo e più superficiale, così da risultare leggibile in molte delle sezioni osservate. Rimangono, tuttavia, delle difficoltà interpretative dovute al fatto che gli

eventi morfodinamici del passato devono essere, quasi sempre, desunti solo dai depositi e dalle superfici di erosione e pedogenesi che essi hanno lasciato nelle successioni di piedimonte; mentre risultano scarse e/o ambigue le evidenze disponibili sui versanti. Su questi ultimi, infatti, le varie fasi di erosione subite dalle piroclastiti, in alternanza a fasi di nuovo arrivo di *fall*, non hanno lasciato evidenze morfologiche separabili. Inoltre, la separazione e la caratterizzazione delle varie fasi di denudamento subite dai versanti risulta difficile anche su base stratigrafica, in quanto le sezioni esposte lungo i versanti, oltre ad essere poche, soffrono del fatto che le superfici d'erosione più antiche sono spesso state cancellate, insieme ai depositi che le coprivano, da fasi d'erosione successive.

Nonostante queste difficoltà, l'insieme dei dati raccolti col presente studio, integrato da quanto è noto circa le modalità di accumulo e rimozione delle piroclastici sciolte, consente di mettere in luce almeno alcune modalità di risposta morfodinamica del sistema all'arrivo di nuovi *input* piroclastici.

Come è noto, i depositi da *fall out* piroclastico mantellano la topografia preesistente con spessori pressoché uniformi, tranne che per degli assottigliamenti (fino a zero) su elementi morfologici più inclinati dell'angolo di attrito interno dei materiali in caduta e locali ispessimenti a valle di tali elementi ripidi. Detti ispessimenti sono dovuti a scivolamenti e rotolamenti sineruttivi che per i *fall* pomicei richiedono pendenze superiori a 40° circa e per le ceneri angoli ancora più alti. Nell'area di studio, la gran parte degli elementi morfologici a forte acclività (cornici litologiche; vedi Carta Geomorfologica, Cap. 4) si collocano sui fianchi di impluvi torrentizi e non presentano alla base altri elementi dolci se non il fondovalle. Se ne deduce, quindi, che durante un evento di *fall*, i sopraccitati rimaneggiamenti sineruttivi dovevano creare falde e coni di ispessimento aventi il loro piede negli impluvi.

Come dimostrano diverse successioni stratigrafiche osservate, il formarsi di un nuovo manto piroclastico sul sistema versante-piedimonte (sia pure come aggiunta ad analoghi depositi ivi preesistenti da tempo) tende ad innescare una fase di rapida erosione idrica sui versanti ed una corrispondente fase di accumulo alluvionale a valle. Buoni esempi sono quelli dei litosomi CM7 e CM 14 in località Foce Muro d'Arce e CE3, CE5,

CE15 e CE17 in località Episcopio). che, nelle successioni di *glacis*, seguono immediatamente dopo i *fall* delle eruzioni di Sarno, Ottaviano, Protostorica, 472 a.D. e 1631 a.D. La distribuzione areale di tali accumuli dimostra che spesso essi determinano il riempimento di preesistenti forme di dissezione del *glacis* e la crescita di nuovi lobi di deiezione più a valle. Come discusso nei paragrafi 6.5 e 6.3, queste crisi alluvionali tendono talora ad inserirsi, accentuandole, in fasi di crescita dei conoidi che erano già in corso, forse per motivi climatici.

E' interessante notare che anche l'arrivo di un *fall* di modesto spessore, quale, ad esempio, quello delle eruzioni del 79 a.D e 1631 a.D. (spesso circa 15 la prima e 30 cm la seconda) è riuscito ad innescare una fase di erosione accelerata, a monte, e la deposizione di alluvioni da *debris-hyperconcentrated flow*.

Ciò si può collegare al fatto che, come ben noto, si deve soprattutto al manto erboso, più che alla vegetazione di alto fusto, la protezione di un suolo dall'erosione idrica (*splash, sheet e rill erosion*). Dato che un prato può essere seppellito e fatto morire anche da pochissimi decimetri di piroclastiti, si comprende come anche l'eruzioni sopraccitate abbiano potuto determinare un breve periodo di erosione.

Passando ad esaminare l'effetto che ha l'arrivo di un manto piroclastico di forte spessore (molti decimetri o alcuni metri; caso delle eruzioni di Sarno ed Ottaviano), considerando anche quanto segnalato da Cinque et Al. (2005) per il caso dei Monti Lattari dopo l'eruzione del 79 d.C., si può arguire che la successiva crisi di erosione (rimaneggiamenti precoci) include anche fenomeni di franamento che a valle rimangono registrati come depositi da *debris flow* costituiti esclusivamente dai materiali di quella eruzione. Ciò si può spiegare considerando che dove la neoformata coltre piroclastica ha potenza metrica (vuoi come spessore primario che per ispessimento al piede di versanti molto ripidi) l'erosione lineare riesce a scavarvi non solo dei *rill*, ma anche dei *gully*. Sui versanti inclinati tra circa 25° e 40° (molto frequenti nell'area di studio) e sui coni e *talus* di ispessimento sineruttivo, tali *gully* in piroclastici sciolte si approfondiscono e si propagano molto rapidamente, forse anche grazie al contributo di fenomeni di *piping* dovuti ad acque defluenti sul contatto tra le nuove

pomici ed il suolo sepolto da esse, che è di solito a tessitura limosa e, quindi, meno permeabile. Durante il rapido evolvere di simili *gully* (con intense piogge in corso), possono generarsi franamenti dai fianchi e delle testate, alimentando *debris flow*. Fenomeni analoghi, ma di scala maggiore, dovettero verificarsi, in occasione di piene, anche lungo le aste torrentizie di ordine maggiore, le quali hanno forte gradiente longitudinale e decorrono in valli a V al cui fondo si erano accumulate piroclastiti sia da *fall* che da rimaneggiamento sineruttivo.

Sia quando si trattò di erosione idrica areale che quando intervennero anche fenomeni di *gulling* e franamento, la crisi di “rimaneggiamento precoce” di un manto piroclastico dovette cominciare con le prime piogge intense dopo l'eruzione e dovette procedere per anni, fintanto che la coltre non si stabilizzò per asportazione totale dalle parti più acclivi del paesaggio e fissazione ad opera di un nuovo manto vegetale di ciò che restava sui pendii di media e bassa acclività. Nel caso di *gulling* una attenuazione dei fenomeni poté aversi quando, raggiunto il substrato e cessato l'approfondimento, i fianchi delle incisioni furono addolciti per *slope decline* e stabilizzati anch'essi da vegetazione pioniera.

Nelle successioni stratigrafiche della zona di *glacis*, i depositi dovuti a rimaneggiamento precoce di una unità piroclastica sono riconoscibili perché formati esclusivamente da elementi di una sola eruzione e perché privi di quelle colorazioni (ocracee e/o brune) che hanno, invece, i depositi alluvionali e colluviali che derivano dal rimobilizzarsi di piroclastiti che, precedentemente, avevano sostato a lungo sui versanti.

Altre evidenze raccolte testimoniano che alcune fasi di erosione (a probabile controllo climatico e, per tempi storici, anche antropico) non si sono limitate ad asportare parte dell'ultimo livello piroclastico giunto sui rilievi, ma sono continuate raggiungendo anche i sottostanti depositi di eruzioni precedenti. In tal caso i depositi vulcanoclastici che si riversano a valle appaiono poligenici, ovvero contengono ceneri e pomici di più unità eruttive (Località Foce Muro d'Arce, litosomi: CM4, CM6, CM8, CM16; Località Foce Mare litosoma: CF7). La presenza di siffatti depositi vulcanoclastici dimostra che sui retrostanti rilievi (almeno sugli elementi di paesaggio meno acclivi) i ritmi medi di erosione non sono stati tanto alti da

elidere completamente una coltre prima che una successiva eruzione ne versasse un'altra. D'altra parte, ciò è confermato da quanto si osserva sui versanti: sugli elementi molto ripidi si ritrova roccia affiorante o solo brandelli isolati delle eruzioni di Ottaviano o 472 a.D.-1631 a.D. sugli elementi di versante a minore acclività, invece, si osservano abbastanza spesso delle successioni che includono più unità da *fall* ascrivibili alle varie eruzioni pliniane che hanno raggiunto l'area, anche se quasi sempre decapitate da erosione, come osservato in alcune testate di bacino (Valloni Scalandrone, Tuostolo e Tuoro).

Nell'ambito del glacis, i depositi vulcanoclastici derivanti da rimaneggiamento precoce di un neoformato manto piroclastico, si rinvencono quasi sistematicamente a seguito di ogni eruzione, anche se con modalità ed entità diverse. Ai depositi da rimaneggiamento precoce si alternano episodi di natura poligenica, che generalmente presentano in sommità segni di fasi di alterazione pedogenetica. Ciò porta a concludere che nell'arco dell'Olocene, lo smantellamento delle coltri dai versanti è avvenuto in maniera parziale e intermittente, grazie soprattutto alla elevata capacità di ripristino della copertura vegetale dopo le crisi indotte da un'eruzione.

Le dinamiche che hanno caratterizzato gli stadi evolutivi lontani dall'ultima precedente eruzione (rimaneggiamenti precoci conclusi e versanti coperti da fitta copertura boschiva ed erbacea) sono caratterizzati, come quello odierno, da ritmi di erosione medi che scendono a valori tanto bassi da fornire ai torrenti un carico solido molto al di sotto delle loro capacità di trasporto; almeno per ciò che riguarda le porzioni di profilo longitudinale che si estendono dalle testate alla zona medio-distale del glacis.

Di conseguenza, le parti alte e medie del *glacis*, divengono una zona di *by pass* canalizzato, ossia si dissecano e sviluppano terrazzi sui quali si possono sviluppare suoli. Nel frattempo, il carico solido raccolto dai torrenti si riversa ad alimentare lobi a basso gradiente nella parte distale del glacis, con anche fasi di progradazione sulla antistante pianura di base.

In stadi di questo tipo si collocano, oltre che scariche alluvionali ordinarie, legate a *flash flood* da episodi piovosi intensi, fenomeni di

frammento del tipo drammaticamente manifestatosi negli ultimi decenni, con intensità massima nel maggio 1998. Per quanto l'intensità di questa ultima crisi sia stata sensibilmente incrementata da recenti manomissioni al territorio (Guadagno et al., 2005; Ortolani et al., 2004), si può ritenere comunque rappresentativo dello stadio in questione l'occasionale distacco di frane da scorrimento colata rapida, le quali vanno ad innescarsi su quegli elementi del paesaggio dove si combinano pendenze superiori a 30-35° e spessori del manto piroclastico di almeno molti decimetri. Oltre che a scarsa erosione, questi spessori considerevoli su pendii a pendenza forte si devono al sovrapporsi di manti (ciascuno decapitato da erosione) dovuti a più eruzioni. Come sostenuto da vari autori, un ruolo determinante può essere giocato anche dalla presenza di livelli pomicei al di sotto di un livello cineritico.

6.5 Possibili influenze delle variazioni climatiche

L'evidenza più marcata dell'influenza delle variazioni climatiche sulla crescita del glacis dell'area di studio, si riscontra al passaggio dai depositi a prevalente componente ghiaiosa carbonatica, a quelli a prevalente componente vulcanoclastica. Infatti, come affermato anche da altri autori, sia nell'area di studio che in quelle limitrofe (Brancaccio et al, 2000; Cinque et al. 2002; Zanchetta et al; 2004), il cambiamento delle condizioni climatiche avvenuto al passaggio tra il tardo Pleistocene e l'Olocene, può aver giocato un ruolo importante sulla genesi, evoluzione e sedimentologia del glacis; in particolare, la crescita dei conoidi a prevalente componente carbonatica, formatisi dopo l'arrivo dell'Ignimbrite Campana, (attualmente affioranti solo nelle incisioni degli apici) è avvenuta durante l'ultimo periodo glaciale, quando la gelifrazione degli affioramenti calcarei era ancora in grado di fornire ai torrenti un abbondante carico solido grossolano (Brancaccio et al 2000).

La deposizione dell'Ignimbrite di Taurano è avvenuta all'incirca al passaggio tra il penultimo glaciale (Riss) e l'ultimo interglaciale (Tirreniano). Il Tirreniano (circa 135.000-115000 yr. B.P.), come risulta dalle curve del rapporto isotopico dell'ossigeno nel ghiaccio della Groenlandia, (GRIP) è stato caratterizzato da clima caldo, con temperatura

media di circa 2°C maggiore dell'attuale, almeno nella sua prima parte (Orombelli, 1998). Tali condizioni, si ripercossero anche sull'area di studio andando a discapito della gelifrazione, annullando quasi del tutto l'apporto di clasti carbonatici dai versanti e favorendo un incremento della vegetazione arborea. Ciò implicò la formazione di un paleosuolo ben sviluppato, oggi ben visibile sull'Ignimbrite di Taurano.

L'ultima glaciazione, durata circa 100.000 anni (110.000-25.000 yr.B.P.; Orombelli, 1998), ha avuto almeno due principali fasi particolarmente fredde; registrate (con un po' di ritardo rispetto al GISP2 e GRIP) anche nel sud Italia (Lago Grande di Monticchio; Allen et al., 2000). Nel corso della prima parte di questo periodo (OIS 4) lungo le fasce di raccordo tra mountain front e piana alluvionale, riprese, probabilmente, la crescita dei conoidi (come avveniva nelle aree limitrofe) grazie al sovraccarico dei torrenti indotto dalla gelifrazione; ma nell'area di studio, le sezioni disponibili per le zone d'apice non mostrano depositi alluvionali ghiaiosi attribuibili a detto intervallo cronologico. Si ha infatti l'appoggio diretto dell'Ignimbrite Campana su quella di Taurano.

Il motivo di questa lacuna tra le due ignimbrite durante il Würm I (OIS4), in quest'area potrebbe essere attribuito in prima ipotesi al fatto che quest'area non registrò una produzione crioclastica tale da generare ampi conoidi, probabilmente per l'esposizione a sud-ovest dei versanti. Questa ipotesi sembra alquanto improbabile, ma, ipotizzando una scarsa produzione crioclastica, è possibile che il materiale riuscisse ad essere trasportato fino ad ambiti piuttosto distali, formando conoidi con apici posti a quote sensibilmente più basse di quelle che si avranno nel periodo glaciale Wurm II. Oppure, essendosi da poco chiuso un lungo interglaciale a clima decisamente caldo-umido (tra i più marcati del Pleistocene), è probabile che il glacis si presentasse solcato da profonde incisioni longitudinali in grado di confinare la deposizione ghiaiosa del Wurm I (nelle facies apicali e mediane dei conoidi).

Le condizioni climatiche del tardo Würm (OIS 2) implicarono una forte produzione crioclastica dai versanti, che si manifestò con una marcata aggradazione sul glacis e attualmente osservabile nelle incisioni apicali di quest'ultimo, che durò fino a meno di 18000 anni fa (Eruzione di Sarno).

Gli episodi di aggradazione riferiti a quest'ultimo periodo, si correlano alla fase terminale dell'ultimo glaciale.

Il contributo carbonatico e vulcanoclastico dai versanti, si arrestò molto prima dell'arrivo delle Pomici di Ottaviano (8000 yr. B.P.), e si concluse con la formazione di un paleosuolo ben sviluppato, rinvenuto diffusamente su tutta l'area del glacis, indipendentemente dal contesto morfologico.

Tale paleosuolo si correla al pedomarker B datato circa 12000 yr B.P., riconosciuto in numerose località, su una vasta area dell'Appennino centrale, a cui si fa corrispondere l'instaurarsi delle condizioni climatiche caldo umide che segnano l'inizio dell'Olocene, quando si ha un progressivo aumento dei taxa arborei (Frezzotti et al. 1996, Follieri et al. 1997, Allen et al. 2000, Allen et al. 2002). Ciò ebbe inizio circa 12.5-12 ka quando tornò il querceto misto sui pendii su cui prima sorgeva vegetazione a steppe.

Queste condizioni perdurarono fino all'arrivo, in zona, delle Pomici di Ottaviano (circa 8000 anni fa) Quest'eruzione, molto probabilmente ridusse in maniera apprezzabile la copertura vegetale uccidendo, seppellendola, quella erbacea ed arbustiva. I dati raccolti in zona, dimostrano che i depositi da "rimaneggiamento precoce" avvenuti dopo l'eruzione sono modesti, per questo motivo sembra che la ripresa della protezione vegetale (cioè del manto erbaceo) ebbe inizio prima che l'erosione idrica e/o franamenti asportassero il manto piroclastico. La presenza di grossi alberi che fungevano da "armatura" per la coltre piroclastica dovette probabilmente inibire tali asportazioni. Va inoltre aggiunto, che in quel periodo l'impatto antropico sui boschi era trascurabile e le condizioni climatiche erano tali da favorire una rapida ripresa della pedogenesi e della vegetazione.

La nuova stasi, oltre ad indurre la formazione del suddetto suolo, favorì la dissezione degli apici del glacis (già iniziata prima dell'eruzione di Ottaviano, come osservato nella Valle di Lauro) e la formazione di gullies che si spinsero verso valle fino alle fasce medie del glacis.

Una ripresa dell'aggradazione avvenne con la deposizione di ghiaie a matrice vulcanoclastica, che andarono a colmare parzialmente i gullies delle aree medio-prossimali. Le ghiaie, molto probabilmente, non derivano

direttamente dal substrato mesozoico esposto nei bacini torrentizi, ma piuttosto dall'erosione delle unità alluvionali affioranti nelle aree apicali del glacis, all'epoca in corso di dissezione. Quest'ultima fase si può correlare con il periodo di deterioramento climatico che si colloca circa 5500 yr B.P. segnalato sia nelle carote di ghiaccio di Groenlandia e Antartide (Antonioli et al.; 2000), che in ambiente padano, dove coincide con una fase di generalizzata erosione dei suoli e degradazione dei versanti (Baroni, 1996). Tuttavia nello stesso periodo si colloca l'inizio della prima deforestazione sistematica ad opera delle popolazioni preistoriche (Cremaschi, in Antonioli et al. 2000) che può aver contribuito in maniera non trascurabile alla degradazione dei versanti, la quale divenne completa due millenni più tardi.

La forte erosione, delle Pomice di Avellino (3800 yr B.P.), dai versanti, con relativa aggradazione sul glacis dell'area di studio, si può attribuire (oltre che al disboscamento ad opera dell'uomo) alla fase di raffreddamento (diminuzione della temperatura di circa 2°C) avvenuto poco dopo questa eruzione, come indicato da Zanchetta et al. (2000) in uno studio degli isotopi stabili dei carbonati pedogenetici, effettuato sui suoli presenti nelle aree limitrofe al Somma Vesuvio e da Bonadonna (1995) in uno studio paleoclimatologico sui molluschi continentali.

Alcuni degli eventi che seguirono la Seconda Eruzione Protostorica (3225±140 yr B.P.) e che contribuirono all'aggradazione delle aree medio prossimali del glacis, si potrebbero correlare con eventi simili avvenuti intorno VI - IV secolo a.C. nelle aree di Velia, Sibari, Meta Ponto e Cartagine (Albore Livadie, 1997a; Bintliff, 2000; Ortolani, 2003,).

Gli episodi di aggradazione delle porzioni medio distali del glacis, avvenuti dopo le eruzioni del 472 a.D., e quella del 512 a.D., si correlano con un periodo di drammatici dissesti (Dissesti altomedioevali) documentati un po' in tutta Italia. Le cause di questo degrado ambientale sono da ricercare nell'azione sinergica di un peggioramento climatico e dell'avvenuto crollo della gestione territoriale tardo romana (Cremaschi, da Antonioli 2000). Concrezioni carbonatiche a luoghi riscontrate nei depositi piroclastici del 472 a.D. si possono inoltre ricondurre ai momenti di particolare aridità segnalati da Ortolani et al. (2003) tra il V e VIII secolo d.C., durante i quali, probabilmente, avvennero anche gli episodi da sheet

flood (tipici di ambiente arido) che aggradarono alcune delle porzioni medio distali del glacis.

L'aggradazione avvenuta nelle porzioni medio distali del glacis, dopo l'eruzione del 1631 a.D è imputabile al clima freddo umido che ha caratterizzato il periodo che va tra il 1500 e 1850 a.D., cosiddetto Piccola Età Glaciale.

L'elevata frequenza di paleosuoli, rinvenuti a partire dall'arrivo dell'Eruzione Protostorica, ovvero di soste nell'aggradazione del glacis, quasi una dopo ogni evento deposizionale, denota un'attività sporadica con frequenti e lunghe pause. Le riattivazioni vanno quindi ricondotte a brevi periodi di crisi climatica, nell'ambito di un clima generalmente poco idoneo a dare deiezioni. Non va inoltre sottovalutata l'influenza dell'uomo, che nel tempo ha spesso indotto drastici mutamenti alle coltri vegetali, mutando così i naturali equilibri ambientali e portando questi ultimi verso il degrado.

7. CONCLUSIONI

Il rilevamento condotto sui numerosi tagli artificiali effettuati per la “Sistemazione definitiva delle aree a rischio e per il ripristino delle aree sede delle colate del 5 maggio 1998”¹¹, ha consentito di documentare abbastanza in dettaglio l’anatomia dei corpi pedemontani più recenti e di pervenire ad una ricostruzione dettagliata degli eventi morfoevolutivi avvenuti durante l’Olocene.

I tagli naturali, esposti lungo le incisioni apicali e prossimali del *glacis*, unitamente ai dati di sondaggi geognostici raccolti nell’ambito di uno *Stage*, presso il “Commissariato di Governo per il Rischio Idrogeologico in Campania (Ord. Min. 2787)”, hanno invece consentito una ricostruzione degli eventi più antichi, che, seppur con minor dettaglio, si spingono fino al tardo Pleistocene medio.

Tutti i dati sono stati raccolti in un *Data Base* e collegati ad una carta degli affioramenti realizzata in ambiente Cad.

Di fondamentale importanza è stato il riconoscimento, nell’ambito delle sezioni studiate, dei depositi vulcanici ampiamente presenti nell’area di studio¹². Ciò ha consentito di definire i litosomi che si intervallano ai depositi piroclastici (**cap. 3 e 5**), utili ai fini della ricostruzione spazio temporale degli eventi.

Dall’elaborazione dei dati raccolti sono state poi definite delle *petrofacies* (cap. 3 e 5), che, raggruppate in litofacies, hanno consentito di ricavare le associazioni di facies rappresentative dei diversi ambiti morfologici del *glacis* (paragrafo 5.3).

Pertanto, dall’analisi dei vari litosomi e delle relative associazioni di facies, unitamente all’analisi geomorfologica, è stato possibile:

- 1) Stabilire quali sono stati i momenti di aggradazione e le fasi di dissezione che si sono alternati sul *glacis* dei Monti di Sarno, nel corso del tardo Pleistocene-Olocene;
- 2) Ricostruire una curva delle migrazioni subite dall’*intersection point* nei sopracitati momenti di aggradazione e dissezione;

¹¹ Ad opera del Commissariato di Governo per il Rischio Idrogeologico in Campania (Ord. Min. 2787)

¹² Oltre a quelli già noti nell’area, sono stati individuati nuovi depositi piroclastici (Eruzione Protostorica: 3225±140 yr B.P., Eruzione Medioevale: 512 a.D.)

3) Caratterizzare i tipi di sedimentazione occorsi nelle varie fasi di aggradazione ed individuare per ciascuno di essi i tipi di processi di trasporto/deposizione;

4) Riconoscere il ruolo delle fluttuazioni climatiche, tardo-pleistoceniche ed oloceniche, nella articolazione delle fasi erosione, stabilità ed accumulo pedemontane;

5) Riconoscere la sensibilità del sistema all'arrivo di nuove coltri piroclastiche e proporre un modello di risposta che tiene conto della portata del ricoprimento.

In particolare, a partire dal tardo Pleistocene sono state riconosciute almeno cinque fasi di aggradazione coincidenti con le cinque associazioni di facies riconosciute: α , β , γ , δ ed ϵ , a cui si sono intervallati, almeno due periodi di dissezione degli apici, con relativa loro migrazione verso valle a partire da circa 12 ka. A tali associazioni di facies si interpongono le piroclastiti primarie, che scandiscono cronologicamente questa evoluzione.

L'abbondanza di clasti carbonatici che caratterizza le litofacies α e β , insieme ai vincoli cronologici offerti dall'Ignimbrite Campana e dalle Pomici di Sarno, collocano la loro formazione all'ultimo glaciale (Würm II e sue fasi tardiglaciali). Tale periodo di deiezione a clasti di substrato, con forte migrazione a monte degli apici di conoide e clinostratificazione, si chiuse con una fase di dissezione e di pedogenesi sui terrazzi risultanti (*pedomarker B* sensu Frezzotti et al. 1996). Tale paleosuolo maturo di clima caldo-umido viene qui riferito all'intervallo tra circa 12 e circa 8 ka BP.

Le associazioni di litofacies γ , δ ed ϵ caratterizzano i depositi che si formano tra circa 8 ka B.P. (dopo l'eruzione di Ottaviano) e il periodo moderno. In quest'arco temporale si sono alternati periodi di aggradazione del *glacis*, seguiti da soste, con avanzamento di fronti di alterazione, e progradazione verso valle del *glacis*, riconducibili a brevi periodi di crisi climatica, nell'ambito di un clima generalmente poco idoneo a dare deiezioni.

Tutte le eruzioni esplosive che hanno portato almeno 3-4 dm di piroclastiti sui versanti dell'area di studio hanno indotto una immediata risposta in termini di erosione accelerata e conseguente deposizione sul *glacis* pedemontano. La durata e la portata di questi eventi di *downwasting* sono stati proporzionali a allo spessore della

coltre, ma anche alla capacità di ripresa che i manti vegetali manifestavano in ragione delle condizioni climatiche vigenti in ciascun caso.

Pur essendo riuscita a documentare, per la prima volta in maniera dettagliata, la storia morfodinamica di un tipico piedimonte di area peri-vulcanica, la ricerca condotta ha –come spesso accade- portato alla luce diversi nuovi problemi scientifici che meriterebbero di essere approfonditi.

Ad esempio, andrebbero svolte più numerose datazioni numeriche sui depositi ignimbrici precedenti all'IC, così da fornire anche nuovi vincoli d'età alle interposte unità sedimentarie ed alle fasi climatiche che essi testimoniano. Sarebbe poi utile disporre dati di sondaggio di più numerosi e meglio distribuiti, specie per le zone distali del glacis, in modo da dettagliare meglio la distribuzione spaziale, gli spessori e le facies dei depositi tardo-pleistocenici ed i rapporti tra la sedimentazione pedemontana e quella di pianura. Carotaggi ed analisi su questa ultima unità morfologica (caratterizzata da sedimenti soprattutto palustri) potrebbero poi rivelare anche preziose indicazioni paleoclimatiche locali e dati pollinici circa la storia dei manti vegetali (incluse le fasi di impatto antropico).

Anche se richiederebbe un notevole sforzo tecnico ed economico, sarebbe inoltre utile condurre studi di dettaglio (ma anche reiterati lungo transetti estesi) delle successioni di copertura conservate sui versanti, ponendo grande attenzione alle superfici d'erosione e pedogenesi interposte tra le varie unità piroclastiche. Si farebbe così un grande passo avanti nella definizione dei tipi di fenomeni di versante che hanno caratterizzato le varie fasi di erosione (precoci e tardive) che la presente tesi ha messo indirettamente in evidenza studiandone i correlativi accumuli pedemontani.

Ne deriverebbe una migliore comprensione delle dinamiche avutesi in passato sotto diverse condizioni vegetazionali, climatiche e di impatto antropico, così da contribuire anche alla corretta valutazione delle tendenze attuali e delle implicazioni di pericolosità che esse presentano.

Bibliografia

- Albore Livadie C., Barra D., Bonaduce G., Brancaccio L., Cinque A., Ortolani F., Pagliuca S., Russo F., - *Evoluzione geomorfologica, neotettonica e vulcanica della piana costiera del Fiume Sarno (Campania) in relazione agli insediamenti anteriori all'eruzione del 79 d.C.* *Pact* 25-13.
- Albore Livadie C. (1997a)- *Archeologia a Piano di Sorrento. Ricerche di preistoria e di protostoria nella Penisola Sorrentina.* Catalogo della Mostra.
- Allen J. R. M., Watts W. A., Huntley B., (2000)- *Weichselian palinostratigraphy, palaeovegetation and palaeoenvironment; the record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy.* *Quaternary International* 73/74, 91-110.
- Allen J. R. M., Watts W. A., McGee E., Huntley B., (2002) - *Holocene environmental variability-the record from Lago Grande di Monticchio, Italy.* *Quaternary International* 88, 69-80.
- Allocca F., Amato V., Coppola D., Giaccio B., Ortolani F., Pagliuca S., (2000) – *Cyclical climate-environmental variations during the Holocene in Campania and Calabria: geoarcheological and paleoethnological evidence.* *Mem. Soc. Geol.* 55, 345-352.
- Andreastuti S.D., Alloway B.V., Smith I.E.M., (2000) - *A detailed tephrostratigraphic framework at Derapi Volcano, Central Java, Indonesia: implications of eruption predictions and Hazard assessment.* *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 100, 51-67.
- Andronico D., Cioni R., (2002)- *Contrasting styles of Mount Vesuvius activity in the period between the Avellino and Pompeii Plinian eruptions, and some implications for assessment of future hazards.* *Bull. Volcanol.* 64 371-391.
- Antonioli F., Baroni C., Camuffo D., Carrara C., Cremaschi M., Frisia S., Giraudi C., Imbrota S., Magri D., Magrottini C., Orombelli G., Silenzi S., (2000)- *Le fluttuazioni del clima nel corso dell'Olocene: stato dell'arte.* *Il Quaternario* 13 (1), 95-128.
- Antonioli F., Frisia S., Silenzi S., (2001)- *Tyrrhenian Holocene paleoclimate trends from spelean serpulids.* *Quaternary Science* 20 1661-1670.
- Arnò V., Principe C., Rosi M., (1987)- *Eruptive history Somma Vesuvius.* CNR Quaderni de La Ricerca Scientifica. CNR. Progetto finalizzato "Geodinamica" Roma.
- Ascione A. & Cinque A., (1995)- *L'età della tettonica trascorrente nell'Appennino campano: il contributo dell'analisi geomorfologica.* *St. Geol. Camerti*, v.sp. 1995/2, 41-52.
- Balducci S., Vaselli G. & Verdiani G., (1983)- *Exploration well in the Ottaviano Permit, Italy, Trecase I.* *Europ. Geot. Update*, 3rd. Int. Sem., 29.11-1.12.1983, Munich. 407-418.

- Barberi F., Cioppi D., Gheraldoni R., Nannini R., Sommaruga G. & Verdiani G., (1980)- *Integrated geothermal reconnaissance of the Somma-Vesuvius system. 2nd.* Int. Sem. E. C. Geot. Energy Res., Strasbourg.
- Baroni C., Orombelli G. (1996)- *The alpine Iceman and holocene climatic change.* Quarter. Res., 46, 78-83.
- Barra D., Bonaduce G., Brancaccio L., Cinque A., Ortolani F., Pagliuca S. & Russo F., (1989)- *Nuovi dati sull'evoluzione geomorfologica olocenica della piana costiera del Fiume Sarno (Campania).* Atti Conv. Soc. Geol. It.
- Barra D., Cinque A., Gewalt M. & Hurtgen C., (1991)- *L'ospite caldo Sylvestra seminis (Bonaduce, Masoli & Pugliese, 1976) (Crustacea, Ostracoda): un possibile marker dell'Ultimo Interglaciale dell'area mediterranea.* Il Quaternario, 4, 327-332.
- Bartole R., Savelli D., Tramontana M., (1984)- *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin of Campanian* S.I. Marine Geology.
- Berglund B. E. (2003)- *Human impact and climate changes—synchronous events and a causal link?* Quaternary International, 105, 7–12.
- Bartole, R., (1984)- *Tectonic structures of the Latian-Campanian shelf (Tyrrhenian sea)* Boll. Ocean. Teor. Appl., 2: 197-230.
- Beneduce P., D'Elia G., Guida M., (1988)- *Morfodinamica dei versanti dell'area flegrea (Campania) erosione in massa ed erosione lineare.* Mem. Soc. Geol. It. 41, 949-961.
- Bernasconi A., Bruni P., Gorla L., Principe C., (1987)- *Risultati preliminari dell'esplorazione geotermica profonda nell'area vulcanica del Somma Vesuvio.* Rend. Soc. Geol. It.
- Bertran P., Texier J.P. (1999) – *Facies and microfacies of slope deposits.* Catena. 35, 99-121.
- Bintliff J. L. (2000)- *Landscape change in Classical Greece: A review.* In: F. Vermeulen & M. de Dapper (Eds.), *Geo-archaeology of the landscapes of classical antiquity.*
- Boenzi F., Caldara M., Pennetta L. (1996)- *L'influenza delle variazioni climatiche e dei processi storico-sociali sull'evoluzione delle forme del rilievo del mezzogiorno.* In: *Convegno Territorio e società nelle aree meridionali, Università di Bari.*
- Bonadonna F. P., Leone G. (1995)- *Palaeoclimatological reconstruction using stable isotope data on continental molluscs from Valle di Castiglione, Roma, Italy.* The Holocene, 5, 461-469.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. (1997)- *A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates.* Science, 278, 1257-1266.

- Blair T. C., McPherson J. G., (1994) - *Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages*. Journal of Sedimentary Research. Vol. A64, No 3, 450-489.
- Blair T. G., McPherson J. G., (1995) - *Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution*. Sedimentology. 42, 531-549.
- Bosi C., Caiazza C., Cinque A. & Messina P., (1996)- *Le superfici relitte della regione fucense (Appennino centrale) ed il loro possibile significato nella ricostruzione dell'evoluzione geologica*. Il Quaternario, 9, 381-386.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A. (1989)- *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Appennines (Region of Naples, Italy)*. Atti 2nd. Int. Conf on Geomorph. Frankfurt/Main (1989). Zeit. Geom.
- Brancaccio L., Cinque A., Russo F., Sgambati D. (2000)- *Le frane del 5/6 Maggio sul gruppo montuoso Pizzo d'Alvano (Campania): osservazioni geomorfologiche sulla loro distribuzione e sulla dinamica delle colate*. Quaderni di Geologia Applicata. 5,36.
- Brancaccio, Cinque, D'Angelo, Russo, Santangelo & Sgroso. (1987)- *Evoluzione tettonica e geomorfologica della piana del Sele (Campania, Appennino meridionale)*. Geog. Fis. Dinam. Quat., 10, 47-55.
- Brandt U., Nowaczyk N. R., Ramrath A., Brauer A., Mingram J., Wulf S., Negendank J. F. W. (1999)- *Paleomagnetism of Holocene and Late Pleistocene sediments from Lago di Mezzano and Lago Grande di Monticchio (Italy): initial results*. Quaternary Science Reviews 18, 961-976.
- Brocchini D., Principe C., Castratori D., Laurenzi M.A., Gorla C. (2001) – *Quaternary evolution of southern sector of the Campania Plain and early Somma Vesuvius activity: insight from Trecase I*. Mineralogy and Petrology, 73, 67-91.
- Brunsdon D. (2001)- *A critical assessment os the sensitivity concept in geomorphology*. Catena 42, 99-123.
- Buccheri G., Capretto G., Di Donato V., Esposito P., Ferruzza G., Pescatore T., Russo Ermolli E., Senatore M. R., Sprovieri M., Bertoldo M., Carella D., Madonia G. (2002) - *A high resolution record of the last deglaciation in the southern Tyrrhenian Sea: environmental and climatic evolution*. Marine Geology, 186, 447-470.
- Busoni E., Salvador Sanchis P., Calzolari C., Romagnoli A., (1994)- *Mass movement and erosion hazard patterns by multivariate analysis of landscape integrated data: the upper Orcia River Valley (Siena, Italy) case*. Catena, 25, 169-185.
- Cancellara E., - *Sulla genesi del disastro alluvionale nel salernitano del 25-26 ottobre 1954, rilievi e considerazioi tecniche*. Annali della Facoltà di scienze agrarie Un Napoli Portici.

- Cannon S. H., Kirkham R. M., (2001)- *Wildfire-related debris-flow initiation processes, Storm Mountain, Colorado*. *Geomorphology* 39, 171-188.
- Capaldi, Civetta, & Cylot (1985a)- *Geochronology of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Southern Italy*. *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.*, 4, 25-44.
- Capra L., Macias J.L., (2000) – *Pleistocene cohesive debris flow at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 149-168.
- Carrara, E., Iacobucci, F., Pinna, E. and Rapolla, A., (1974)- *Interpretation of gravity and magnetic anomalies near Naples, Italy, using computer techniques*. *Bull. Volcanol.*, 38 (2): 458-467.
- Cascini L., Di Maio C., (1994)- *Emungimento delle acque sotterranee e cedimenti nell'abitato di Sarno: analisi preliminare*. *Rivista Italiana di Geotecnica* 3/94.
- Cascini L., Guida D., Romanzi G., Nocera N., Sorbino G. (1998)- *A Preliminary model for the landslides of May 1998 in Campania Region*. *Proceedings of II International Symposium on "The Geotechnics of Hard Soils – Soft Rocks"* Vol 3.
- Celico P., Guadagno F.M., (1998)- *L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze*. *Quaderni di Geologia Applicata*, 5-1.
- Chiessi V., D'Orefice M., Motteran G. (2000)- *A study on Rapid Earth Flows in S.Felice al Cancellò (Caserta, Southern Italy) preliminary results*. *International Conference "The Fragile Territory"*, X Congresso nazionale dei Geologi, Rome 7-10 december, 129-136.
- Ciampo G., (2002) – *Reconstruction of late Pleistocene-Holocene paleobathymetries from Ostracoda on the Tyrrhenian continental shelf*. *Geobios*, 36 1-11.
- Cinque A. (1986)- *Guida alle escursioni geomorfologiche: Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini*. *Riun. Ann. Gr. Naz. Geogr. Fis. Geomorf.*, Amalfi 1986. Pubbl. 33 Dip. Sc. Terra, Univ. Napoli.
- Cinque A., Irollo L. (2004)- *Il vulcano di Pompei: Nuovi dati geomorfologici e stratigrafici*. *Il Quaternario*, 17(1), 101-116.
- Cinque A., Robustelli G., (2005)- *Alluvial and coastal hazards due to far range effects of plinian eruptions: the case of the Lattari M.ts after the A.D. 79 eruption of Vesuvius (S.Italy)*. In :*Geohazard in Rocky Coastal Areas* (EDS: C. Violante, E. Esposito, S. Porfido and M. Sacchi). *Geol. Soc. of London, Special publication*.
- Cinque A. (1991)- *La trasgressione Versiliana nella Piana del Sarno*. *Geog. Fis. Din. Quat.* 14, 63-71.
- Cinque A. (1992a)- *Distribuzione spazio-temporale dei movimenti tettonici verticali nell'Appennino campano-lucano: alcune riflessioni*. *St. Geol. Camerti*, v.sp 1992/1, 33-38.

- Cinque A. (1992b)- *Verso una reinterpretazione delle evidenze geomorfologiche di neotettonica in un area di tettonogenesi recente: l'Appennino campano-lucano.* Il Quaternario, 5, 299-304.
- Cinque A., Alinaghi H. H., Laureti L., Russo F. (1987)- *Osservazioni preliminari sull'evoluzione geomorfologica della Piana del Sarno.* Geog. Fis. Din. Quat. 10, 161-174.
- Cinque A., Aucelli P. P. C., Brancaccio L., Mele R., Milia A., Robustelli G., Romano P., Russo F., Russo M., Santangelo N., Sgambati D. (1997)- *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the Bay of Napoli.* Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat. III, 123-141.
- Cinque A., Cammina A., Monaco R. (1993)- *Fault scarps with stratight profile in southern Apennines. Simulation modelling and neotettonic deduction.* Mem. Soc. Geol. It.
- Cinque A., Romano P. (1990)- *Segnalazione di nuove evidenze di antiche linee di riva in penisola sorrentina.* Geog. Fis. Din. Quat.
- Cinque A., Russo F., (1986)- *La linea di costa del 79 d.C. fra oplonti e Stabile nel quadro dell'evoluzione olocenica della Piana del Sarno (Campania).* Boll. Soc. Geol. It. 105, 111-121.
- Cioni, R., Civetta, L., D'Antonio, M., De Vita S., Fisher, R.V., Marianelli, P., Marinini, L., Orsi, G., Ort, M., Pappalardo, L., Piochi, M., Rosi, M., Santacroce, R., Sbrana, A., (1994)- *Volcanoes of neapolitan area: Vesuvio, Ischia, Campi Flegrei. Guide-book to the field excursion B4* IMA 16th General Meeting, Pisa.
- Civita M., De Riso M. & Nicotera P., (1970)- *Sulla struttura idrogeologica alimentante le sorgenti del Fiume Sarno e le falde pedemontane nella parte sud-orientale della conca campana.* Atti I conv. Int. Acque sotterranee.
- Committee on Alluvial Fan Flooding, Water Science and Technolgy Board, Commission on Geosciences, Environment, and Resources, National Research Council, (1996) – *Alluvial Fan Flooding.* National Academy Press.
- Coussot P., Meunier M., (1996)- *Recognition, classification and mechanical description of debris flows.* Earth-Science Reviews 40, 209-227.
- Cremaschi M. (1992b)– *Mutamenti del clima nel Quaternario: le linee generali.* In: Italia preistorica, a cura di Guidi A. & Piperno M., Laterza, Bari, 3-45.
- D'Ambrosio D., Di Gregorio S., Iovine G., Lupiano V., Rongo R., Spataro W., (2003)- *First simulation of the Sarno debris flow through cellular automata modelling.* Geomorphology 54, 91-117.
- Daniels J. M. (2003)- *Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment.* Geomorphology, 56, 225–242.

- Dansgaard W., Johansen S. J., Moller J., Langway C. C. (1969)- *One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the greenlandice sheet*. Science, 166, 377.
- Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Hvidberg C. S., Steffensen J. P., Jouzel J., Bond G. (1993)- *Evidence for general instability of past climate from 250-Kyr ice-core record*. Nature, 364, 218-220.
- Dansgaard W., Oeschger H. (1989)- *Past environmental long-term records from the Arctic*. In: H. Oeschger & C. Langway (Eds.), *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, Wiley, New York, 287-318.
- D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P., (1973)- *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Accad. Naz. Lincei, Quad. 183, 49-72.
- Deino, A.L., Curtis, G.H. and Rosi, M., (1992)- *40Ar/39Ar dating of Campanian Ignimbrite, Campanian Region, Italy* Int. Geol. Congr. Kyoto, Japan, 24 Aug.-3 Sept., 3:633 (abstract).
- Deino, A.L., Curtis, G.H., Southon, J., Terrasi, F., Campajola, L. and Orsi, G., (1994)- *14C and 40Ar/39Ar dating of the Campanian Ignimbrite, Phlegraean Fields, Italy* ICOG, Berkeley, CA, p. 77 (abstract).
- Di Crescenzo G., Santo A., (1999)- *Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 22, 57-72.
- Di Crescenzo G., Santo A., (2005)- *Debris slides-rapid earth flows in the carbonate massifs of the Campanian region (S.Italy): Morphological and morphometric data for evaluating triggering susceptibility*. Geomorphology 66-255/276.
- Di Vito M., Sulpizio R., Zanchetta G., (1998)- *I depositi ghiaiosi della valle dei torrenti Clanio e Acqualonga (Campania centro-orientale): significato stratigrafico e ricostruzione paleoambientale*. Il Quaternario. 11 (2), 273-286.
- Dietrich W. E., Reneau S. L., Wilson C. J., (1987)- *Overview: "zero order basins" and problems of drainage density, sediment transport and hillslope morphology*. *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim* (Proceedings of the Corvallis Symposium) IAHS pubbl. no. 165.
- Dietrich W. E., Wilson C. J., Reneau S.L., (1986)- *Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes*. Chapter 17 in *Hillslope Processes*, Allen and Unwin.
- Einsele G., (1992) – *Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget*. Springer Verlag Berlin Heidelberg.
- Finetti e Morelli (1974) - *Esplorazione sismica a riflessione nei golfi di Napoli e Pozzuoli*. Boll: Geof. Teor. e Appl.
- Follieri M., Giardini M., Magri D., Sadori L., (1997)- *Palyinostratigraphy of the last glacial period in the volcanic region of central Italy*. Quat. Int. 47/48, 3-20.

- Fuller I.C., Macklin M.G., Lewin J., Passmore D.G., Wintle A.G., (1998)- *River response to high-frequency climate ascillations in southern Europe over the past 200 k.y.* Geology v. 26 n° 3, pp 275-278.
- Frezzotti M., Narcisi B., (1996)- *Late quaternary tephra-derived paleosols in central Italy's carbonate Apennine range: stratigraphical and paleoclimatological implications.* Quaternary International, 34–36, 147–153.
- Garwood N. C. e Janos D. P., (1979)- *Earthquake caused landslides: a major disturbance to tropical forests.* Science W. 205, p. 997/999.
- Guadagno F.M., Martino S., Scrascia Mugnozza G., (2000)- *The impact of cuts on the Stability of the Pyroclastic Mantles in the Campanian Apennines.* International Conference "The Fragile Territory", X Congresso nazionale dei Geologi, Rome 7-10 december, 117-127.
- Guida D., (2002)- *The role of Zero-order basins in flowslide-debris flow occurrence and recurrence in Campania (Italy).*
- Guida M., Vallario A., (1998)- *La lezione di Sarno: riflessioni e proposte sull'evento alluvionale del 5/6 Maggio 1998.* Geologia Tecnica & Ambiente n° 3, 3-13.
- Guilizzoni P., Lami A., Marchetto A., Jones V., Manca M., Bettinetti R., (2002)- *Palaeoproductivity and enviromental changes during thhe holocene in central Italy as recorded in two crater lakes (Albano and Nemi)* Quaternary Iternational 88, 57-68
- Guzzetti F., Carrara A., Cardinali M., Reichenbach P., (1999)- *Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy.* Geomorphology 31, 181-216.
- Guzzetti F., Reichenbach P., (1994)- *Towards a definition of topographic division for Italy.* Geomorphology 11, 57-74.
- Harp E. L., Wilson R. C., Wiczorek G. F., (1981)- *Landslides from the febraury 4 1976, Guatemala eartquake.* United States Geol. Survey Prof. Paper. 1204-A, 35
- Hooke R., (1967)- *Processes on arid region alluvial fans.* Journal of Geology w 75 p 438/460.
- Ippolito, F., Ortolani, F. and Russo, M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino Campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi.* Mem. Soc. Geol. It., XII: 227-250.
- Iverson R. M., Reid M. E., LaHusen R. G., (1997)- *Debris-flow mobilization from landslides.* Rev. Earth Planet. Sci. 25: 85-138.
- Kallel N., Paterne P., Duplessy J., Pujol C., Labeyrie L., Arnold M., (1997) – *Enhanced rainfall in the mediterranean region during the last sapropel event.* Oceanologia Acta Vol. 20 n 5.

- Kallel N., Paterne P., Duplessy J., Labeyrie L., Arnold M., (1997) – *Temperature and salinity records of the Tyrrhenian Sea during the last 18,000 years*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 135, 97-108.
- Kataoka K. Nakajo T., (2002) – *Volcaniclastic re sedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: the Ebisutoge-Fukuda tephra, Plio-Pleistocene boundary, central Japan*. *Sedimentology* 49, 319-334.
- La Torre P., Nannini R., Sbrana A., (1982)- *Geothermal exploration in S.I.: geophysical interpretation of the vesuvian area*. 44 th meeting Eur. Ass. Explor. Geoph., Cannes, June.
- Leeder M.R. (1995) – *Sedimentology*- Chapman & Hall.
- Lehman O., (1933)- *Morphologische theorie der verwitterung von steineschlagwaenden*. *Viertel-Jahrsschrift naturforsch. Ges. Zurich*. 78,83/126.
- Leoni G., Dal Pra G. (1997)- *Variazioni del livello del mare nel tardo Olocene lungo la costa del Lazio in base ad indicatori geo-archeologici. Interazioni fra neotettonica, eustatismo e clima*. ENEA
- Lireer L., Munno R. Petrosino P., Vinci A., (1993)- *Tephrostratigraphy of the A. D. 79 pyroclastic deposits in perivolcanic areas of Mt. Vesuvio*. *J. Volcanol Geotherm Res.* 58: 133/149.
- Lireer L., Munno R., Postiglione I., Vinci A., Vitelli L., (1997)- *The A.D. 79 eruption as a future explosive scenario in the vesuvian area: evaluation of associated risk*. *Bull. Volcanol.* 59 pp112-124.
- Lirer L., Vinci A., Sheridan M., (1996)- *Deconvolution of pyroclastic grain-size spectra for interpretation of transport mechanisms: an application to the A.D. 79 Vesuvio deposits*. *Sedimentology* 43 pp 913-926.
- Lirer L., Chiroasca M.C., Munno R., Petrosino P., Grimaldi M., (2005)- *Il Vesuvio Ieri, Oggi, Domani*.
- Lirer L., Petrosino P., Alberico I., Postiglione I., (2001)- *Long-term volcanic hazard forecasts based on Somma-Vesuvio past eruptive activity*. *Bull Volcanol*, 63: 45, 60.
- Lirer L., Vinci A., Alberico I., Gifuni T., Bellucci F., Petrosino P., Tinterri R., (2001)- *Occurrence of iter-eruption debris flow and hyperconcentrated flood flow deposits on Vesuvio volcano, Italy*. *Sedimentary Geology* 139, 151-167.
- Lupia Palmieri E., Del Monte M., (2000)- *Geomorphological hazard Assessment: a quantitative approach*. *International Conference "The Fragile Territory", X Congresso nazionale dei Geologi, Rome 7-10 december, 173-178*.
- Maizels J. (1997) – *Jökulhlaup deposits in proglacial areas*. *Quaternary Science Reviews*. Vol,16 793-819.

- Mastrolorenzo G., Palladino D.M, Vecchio G., Taddeucci J., (2002)- *The 472 A.D. Pollena eruption of somma-Vesuvius (Italy) and its environmental impact at the end of the Roman Empire.* Journ. of Volc. And Geoth. Res. 113, 19-36.
- Melton M. A., (1965)- *The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona.* The Journal of Geology. Vol 73 n°1, 1-38.
- Mills H. H., (1982)- *Morphometry.* Z. Geomorph. N. F. 26, 2, 163-178.
- Montgomery D. R., Schmidt K. M., Greenberg H. M., Dietrich W. E., (2000)- *Forest clearing and regional landsliding.* Geology, v. 28, no. 4, p. 311-314.
- Nachtergaele J., Poesen J., Wijdenes D. O., Vandekerckove L., (2002)- *Medium-term evolution of a gully developed in a loess-derived soil.* Geomorphology. 46, 223-239.
- Nakayama K., Yoshikawa S., (1997) – *Depositional processes of primari to reworked volcanoclastic on an alluvial plain; an example from the Lower Pliocene Ohta tephra bed of the Tokai Group, central Japan.* Sedimentary Geology. 107, 211-229.
- Nicotera P. & Civita M., (1969a)- *Indagini idrogeologiche per la captazione delle sorgenti S. Marina di Lavarate (Sarno).* Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Univ. Napoli, 11, 25-44.
- Nicotera P. & Civita M., (1969b)- *Ricerche idrogeologiche per la realizzazione delle opere di presa delle sorgenti Mercato e Palazzo (Sarno).* Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Univ. Napoli, 11, 1-63.
- Nielsen T.H. – *Alluvial fan deposits.* U.S. Geological Survey.
- Oguchi T., Ohmori H., (1994)- *Analysis of relationships among alluvial fan area, source basin area, basin slope, and sediment yeld.* Z. Geomorph. N. F. 38, 4, 405-420.
- Ohnuki Y., Terazono R., Ikuzawa H., Hirata I.,Kanna K., Utagawa H., (1997)- *Distribution of colluvia and saprolites and their physical properties in a zero-order basin in Okinawa, southwestern Japan.* Geoderma 80, 75-93.
- Onagro L., (1998)- *Land Unit Mapping for Land Evaluation.* Istituto Agronomico per l'Oltremare.
- Onorati G., (1990)- *Le ricerche in corso per la redazione della carta geomorfologica della Campania.* Boll. Serv. Geol. It. Vol. CIX, 165-182.
- Orombelli G., - *Recenti progressi nella valutazione del paleoclima: le variazioni climatiche negli ultimi 150 000 anni.*
- Orombelli G., Ravazzi C., (1996)- *The late glacial and early Holocene: chronology and paleoclimate.* Il Quaternario. 9 (2) 439-444.
- Ortolani F. Pagliuca S., *Le variazioni climatiche storiche e la prevedibilità delle modificazioni relative all'effetto serra.* Integralismo Ambientale e Informazione Scientifica. 97-128.

- Ortolani F., Aprile F., (1985)- *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. Ital., 104, 195-206.
- Ortolani F., Aprile F., (1978)- *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a SE del Fiume Volturno*. Boll. Soc. Geol. Ital., 97, 591-608.
- Pareschi M.T., Favalli M., Giannina F., Sulpizio F., Zanchetta G., Santacroce R., (2000)- *May 5, 1998, debris flows in circum-Vesuvian areas (southern Italy): Insights for hazard assessment*. Geology n° 7, pp. 639-642.
- Pareschi M.T., Santacroce R., Sulpizio F., Zanchetta G., (2002)- *Vulcaniclastic debris flows in the Clanio Valley (Campania, Italy): insights for the assessment of hazard potential*. Geomorphology; 43. Pp. 219-231.
- Pasuto A., Marchi L., Tecca P. R., (1992)- *Tipologia del trasporto solido torrentizio su conoidi alluvionali nell'alto bacino dell'Avisio (Dolomiti)*. Boll. Soc. Geol. It. 111, 41-51.
- Pescatore, Sgrosso, (1973)- *I rapporti tra la Piattaforma Campano-Lucana e la Piattaforma Abruzzese-Campana nel Casertano*. Boll. Soc. Geol. Ital. 92.
- Piersno T.C., Costa J.E., (1987)- *A hreologic classification of subaerial sediment-water flows*. Geological Society of America – Reviews in Engineering Geology vol.VII.
- Rachocki A.H., (1981)- *Alluvial fans*. J.Wiley & sons
- Rafaelli S. G., Montgomery D. R., Greenberg H. M., (2001)- *A comparison of thematic mapping of erosional intensity to GIS-driven process models in an Andean drainage basin*. Journal of Hodrology. 244, 33-42.
- Ramos A., Sopeña A., Perez-Arlucea M., (1986) – *Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the Northwest Iberian Ranger (central Spain)*. Journal of Sedimentary Petrology. Vol 56, n 6, 862-875.
- Ramrath A., Brend Z., Wulf S., Negendank J. F. W., (1999)- *Late Pleistocene climatic variations as recorded in two Italian maar lakes (Lago di Mezzano, Lago Grande di Monticchio)*. Quaternary Scinece Reviews 18, 977-992.
- Reneau S. L., Dietrich W. E., Dorn R. I., Berger C. R., Rubin M., (1986)- *Geomorphic and paleoclimatic implications of latest Pleistocene radiocarbon dates from colluvium-matled hollows, California*. Geology, v. 14, p. 655-658.
- Reneau S. L., Dietrich W. E., Rubin M., Donahue D. J., Timothy Jull J., (1989)- *Analisis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits*. Journal of Geology , vol. 97, p. 45-63.
- Roering J. J., Kirchner J. W., Dietrich W. E., (1999)- *Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology*. Wather Resources Research, vol. 35, NO. 3, PAGES 853-870.

- Rolandi G., (1997)- *The eruptive history of Somma-Vesuvius*. In: Cortini M. & De Vivo B. (eds.) <<Volcanism and Archaeology in Mediterranean area>>, Publ. By Research Signpost, Trivandrum (India), 77-88.
- Rolandi G., Barrella A.M., Borrelli A., (1993c)- *The 1631 eruption of Vesuvius*. Jour. Volc. Geoth. Res., 58: 183-201.
- Rolandi G., Bellucci F., Colucci O., Di Lascio M., (2000)- *Debris flow and hyperconcentrated flood flow deposition mechanisms in the Apennines Area around the Somma -Vesuvius Volcano*. International Conference "The Fragile Territory", X Congresso nazionale dei Geologi, Rome 7-10 december, 137-144.
- Rolandi G., Bertollini F., Cozzolino G., Esposito N., Sannino D., (2000)- *I depositi piroclastici presenti sul versante occidentale del Pizzo d'Alvano nell'ambito del territorio comunale di Sarno*. Quaderni di Geologia Applicata.
- Rolandi G., Maraffi S., Petrosino P. & Lirer L., (1993)- *The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvio (8000 y.B.P.): a magmatic alternating fall and flow-forming eruption*. J. Volc. Geoth. Res., 58, 43-65.
- Rolandi G., Mastrolorenzo G., Barrella A. M. & Borrelli A., (1993 a)- *The Avellino Plinian eruption of Somma – Vesuvius (3769 y. B. P.): The progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style*. Jour. Volc. Geoth. Res., 58: 67-81.
- Rolandi G., Petrosino P., Mc Gerhin J., (1998)- *The Interplinianat Somma – Vesuvius in the last 3500 years*. Journ. of Volc. And Geoth. Res. 1759.
- Rolandi G., Russo F., (1993)- *L'eruzione del Vesuvio del 1631*. Boll. Soc. Geol. It. 112, 315-332.
- Rolandi G., Bellucci F., Heizler M.T., Belkin H.E., De Vivo B. (2003)- *Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, s.Italy* Mineralogy and Petrology 79:3-31.
- Romano P., Santo A. & Voltaggio M., (1994)- *L'evoluzione geomorfologia della Pianura del Fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene Medio – Superiore – Olocene)*. Il Quaternario n° 7 (1: 41-56).
- Rosi M., Vezzoli L., Castelmignano A., Grieco G., (1999)- *Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 91, 179-198.
- Rossiter D. G., (1996)- *A theoretical framework for land evaluation*. Geoderma 72, 165-190.
- Russo F.,- *I siti archeologici del bronzo antico in Campania interessati dall'eruzione vesuviana delle pomice di Avellino, elementi geomorfologici e stratigrafici*.
- Santo A., Santangelo N., Benedice A., Iovane F., (2002)- *Pericolosità connessa a processi alluvionali in aree pedemontane: il caso di Castellammare di Stabia in penisola Sorrentina*. Il Quaternario 15 (1) 23-37.

- Santacroce R. (1987) *Somma-Vesuvius*. Quad. Ric. Sci., C.N.R., Roma, 114 pp.
- Segschneider B., Landis C.A., Manville V., White J.D.L., Wilson C.J.N., (2002) – *Sedimentary Geology*. 150, 275-299.
- Selby M.J. 2° edition (1993)- *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press.
- Shary P.A., Sharaya L S., Mitusov A.V., (2002)- *Fundamental quantitative methods of land surface analysis*. Geoderma. 107, 1-32.
- Shultz A. W., (1984) – *Subaerial debris-flow deposition in the upper Paleozoic Culter Formation, Western Colorado*. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 54 n 3, 759-772.
- Sigurdsson H., Carey S., Cornell W. & Pescatore T., (1985)- *The eruption of Vesuvius in A.D. 79*. Nat. Geogr. Res. 1: (3: 332-387).
- Sigurdsson H., Cashdollar S., Sparks S.R.J., (1982)- *The eruption of Vesuvius in A.D. 79.: Reconstruction from historical and volcanological evidence*. Journal of Archeology. 86 pp. 39-51.
- Sletten K., Blikra L.H., Ballantyne C.K., Nesje A., Dahl S.O., (2003) – *Holocene debris flow recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering*. The Holocene 13,6 pp.907-920.
- Smith G.A., (1987)- *Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: egsamples from the Pacific northwest, USA*. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Smith G.A., (2000)- *Recognition and significance of streamflow-dominated piedmont facies in extensional basins*. Basin Research. 12, 399-411.
- Sohn Y.K., Choe M., Jo H.R. (2002)- *Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (Chile)*. Terra Nova, 14, 405-415.
- Sohn Y.K., Rhee C.W., Kim B.C., (1999) – *Debris flow and Hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, Northwestern part of the Cretaceous Yongdong basin, central Corea*. The Journal of Geology. 107, 111-132.
- Songdong S., Lo Yat-Man E., Guangqian., (2002)- *Simulation of fan formation a debris model*. Journal of Hydraulic Resarc, vol. 40, no.4
- Sorriso-Valvo M., Antropico L., Le Pera E., (1998)- *Controls on modern fan morphology in Calabria, Southern Italy*. Geomorphology 24, 169-187.
- Springer G. S., Heather Shroyer Dowdy, L. Scott Eaton, (2001)- *Sediment budgets for two mountainous basins affected by a catastrophic storm: Blue Rodge Mountains, Virginia*. Geomorphology 37, 135-148.
- Summerfield M.A., -*Global Geomorfology*- Longmann Scientific & Technical
- Tucker M.E., -*Sedimentary Petrology*- 2° edition. Blackwell

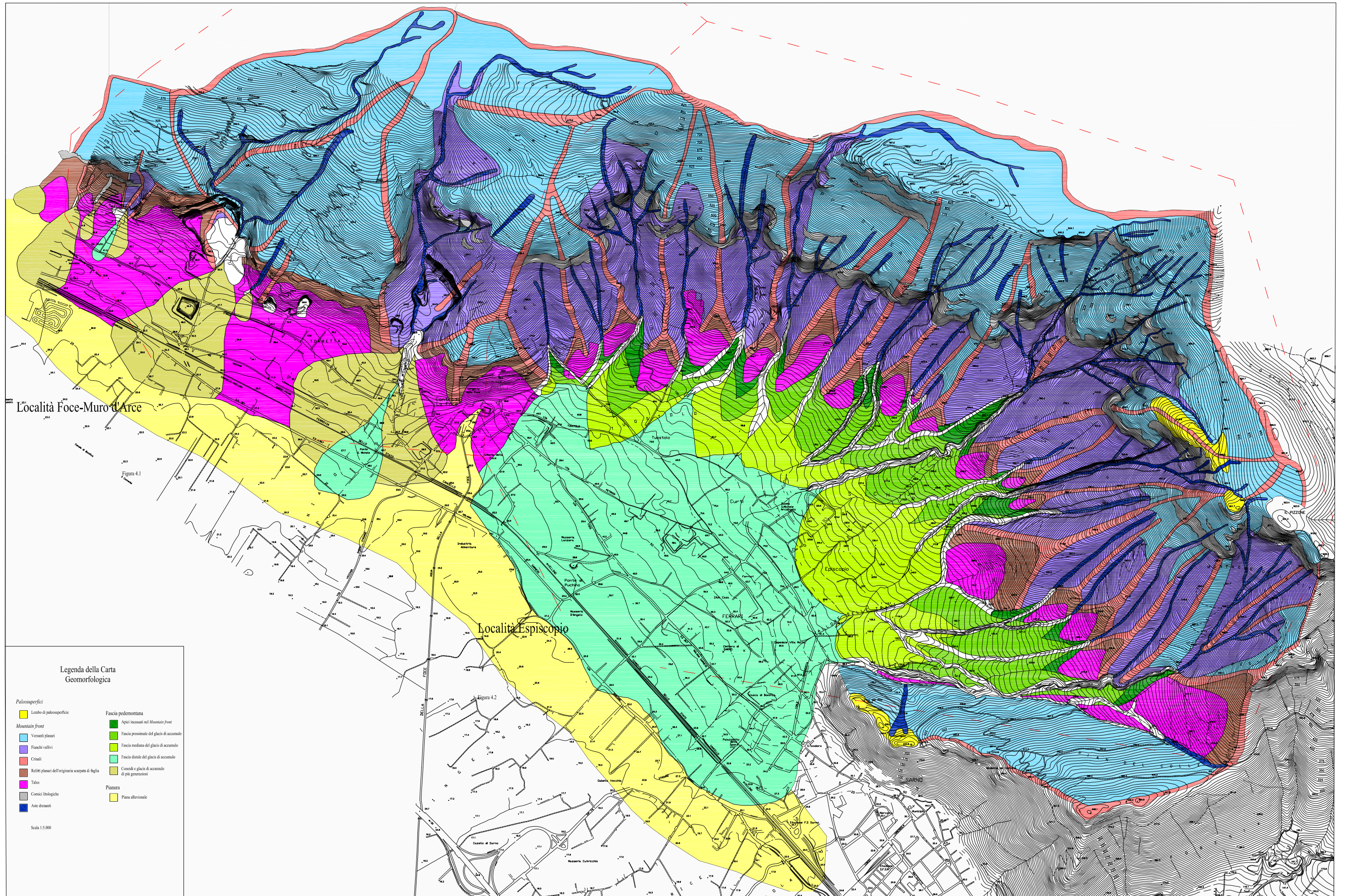
- Watts W. A., Allen J. R. M., Huntley B., (2000)- *Palaeoecology of three interstadial events during oxygen-isotope Stages 3 and 4: a lacustrine record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 155, 83-93.
- Wulf S., Kraml M., Brauer A., Keller J., Negendank J.F.W. (2004)- *Tephrocronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (S. Italy)* Quaternary International 122, 7-30.
- Young A., (1972)- *Slopes.* Oliver and Boyd, Edinburgh 288 pp.
- Zezeze J. L., Ferreira A. B., Rodriguez M. L., (1999)- *Landslides in the North of Lisbon Region (Portugal): Conditioning and Triggering Factors.* Phys. Chem. Earth (A), Vol. 24, No. 10, pp. 925-934.
- Zanchetta G., Di Vito M., Sulpizio R., (2004)- *The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy).* Sedimentary Geology 168 249-280.
- Zieliński T., van Loon A.J., (2000) – *Subaerial terminoglacial fans III: overview of sedimentary characteristics and depositional model.* Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences. 79 (1), 93-107

ALLEGATI

Carta Geomorfologica dei Monti di Sarno, Foce - Episcopo

L'evoluzione tardo-quaternaria del glacis basale dei Monti di Sarno (Campania)
Il ruolo degli input piroclastici

Franza A.



Località Foce-Muro d'Arce

Località Episcopo

Legenda della Carta Geomorfologica

- Paleosuperfici**
 - Limbo di paleosuperficie
- Mountain front**
 - Versanti pianati
 - Fianchi vallivi
 - Critali
 - Relitti pianati dell'originaria scarpata di faglia
 - Talus
 - Conici litologiche
 - Asse drenanti
- Fascia podemontana**
 - Apici incassati nel Mountain front
 - Fascia prossimale del glacis di accumulo
 - Fascia mediana del glacis di accumulo
 - Fascia distale del glacis di accumulo
 - Conoidi e glacis di accumulo di più generazioni
- Pianura**
 - Piana alluvionale

Scala 1:15.000

Carta Geomorfologica dei Monti di Sarno, Lavarate

L'evoluzione tardo-quadernaria del glacis basale dei Monti di Sarno (Campania)

Il ruolo degli Input proclastici

Franza A.

Legenda della Carta Geomorfologica

Mountain front

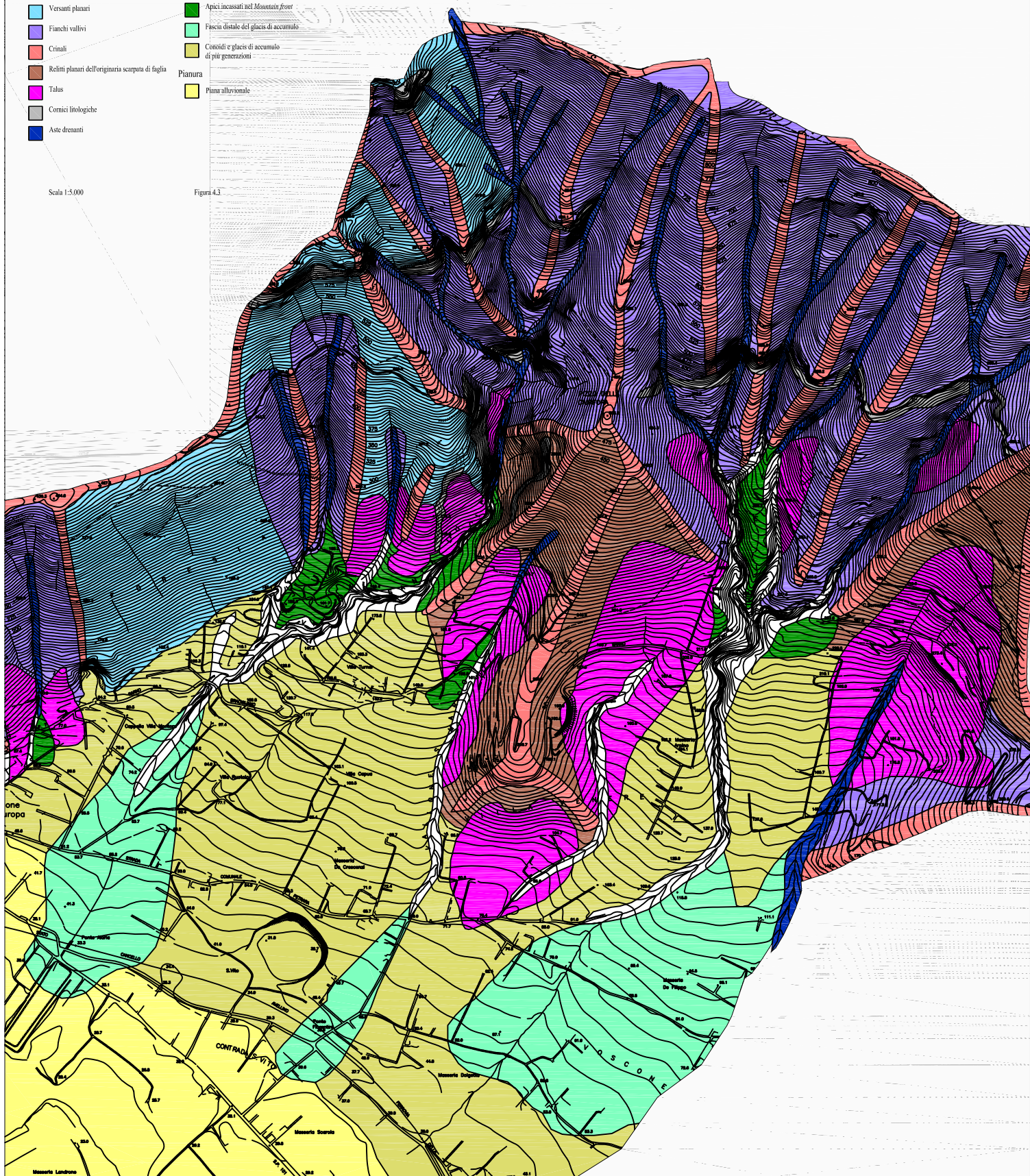
- Versanti planari
- Fianchi vallivi
- Crinati
- Relitti planari dell'originaria scarpata di faglia
- Talus
- Cornici litologiche
- Aste drenanti

Fascia pedemontana

- Apici incassati nel Mountain front
- Fascia distale del glacis di accumulo
- Conoidi e glacis di accumulo di più generazioni
- Pianura
- Piana alluvionale

Scala 1:5.000

Figura 4.3



Carta clivometrica dei versanti meridionali dei Monti di Sarno



Classi delle acclività

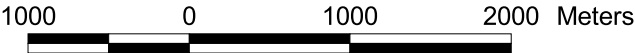
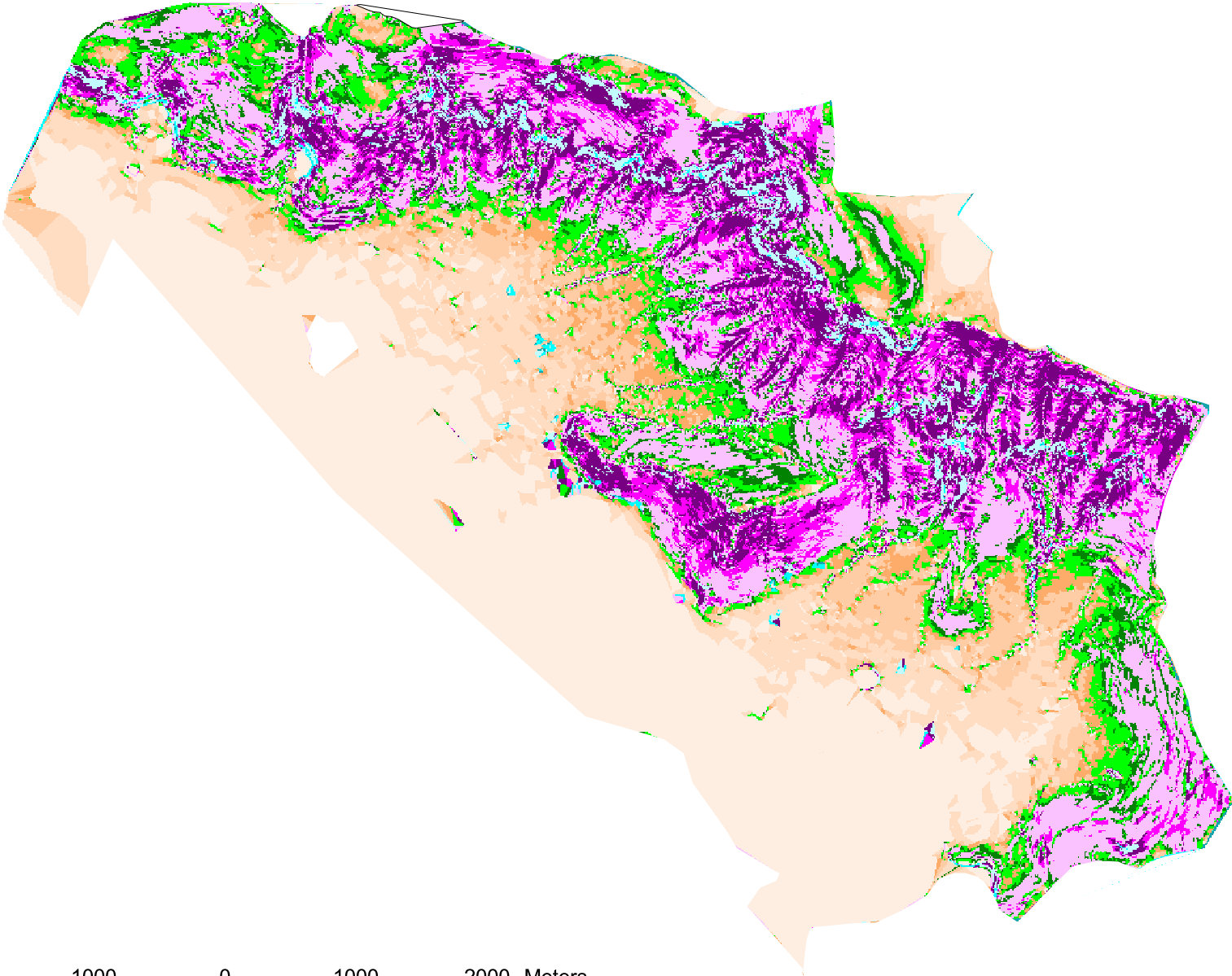
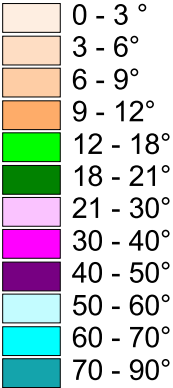


Figura 4.4

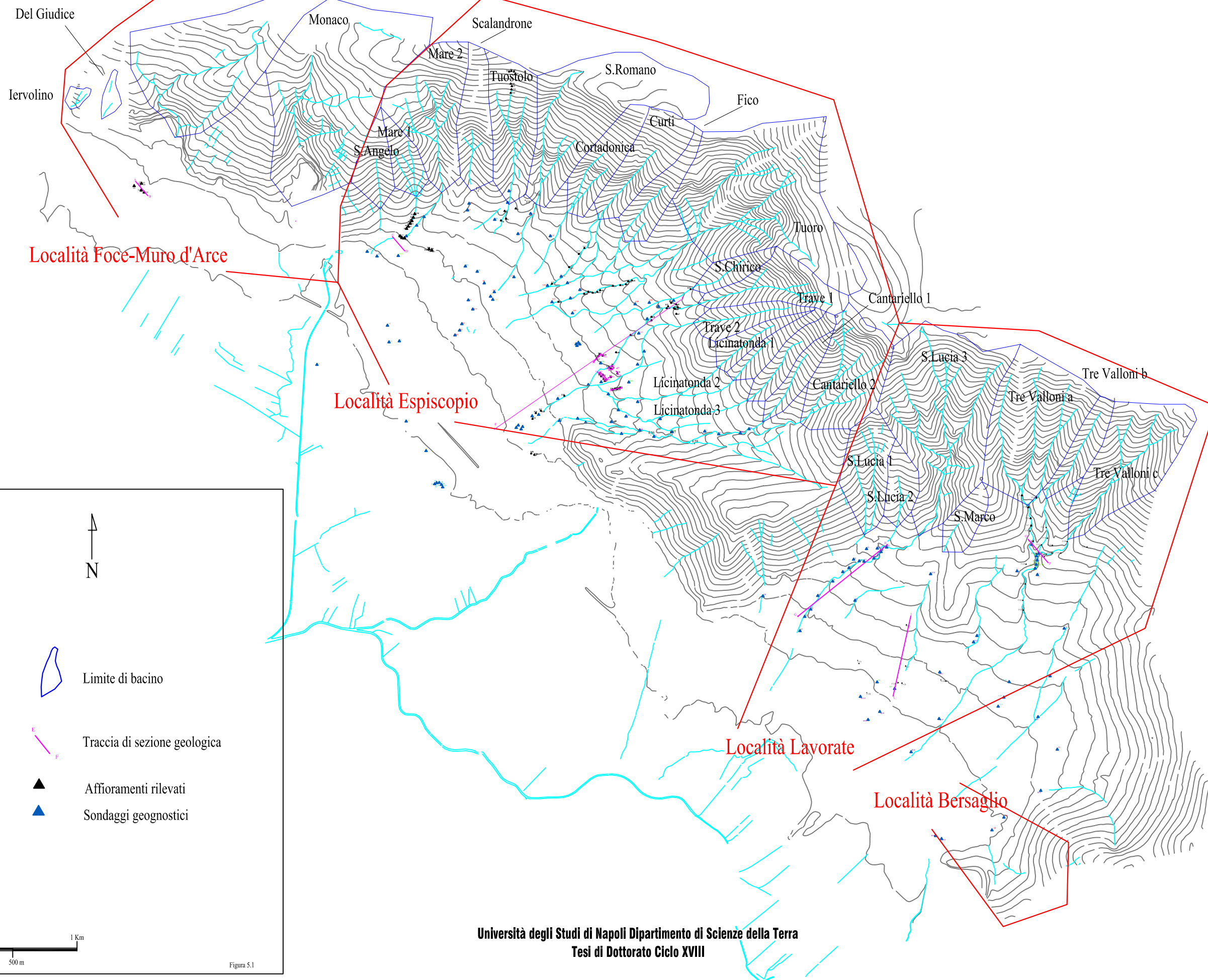
Tabella 4.1

Bacino	Area (Kmq)	Perimetro (Km)	Quota max (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Dislivello	Apertura cono (°)	Cornice litologica q max	Cornice litologica q min
Iervolino	0,02	0,6	200	70	130	50		
De Giulio	0,03	0,9	300	70	230	40		
M.te Barone	1,1	5,5	750	100	650	60		
Monaco	1,2	4,8	700	80	620	75		
S_Angelo	0,1	1,8	550	100	450	40	420	400
Mare1	0,12	1,7	550	150	400		410	375
Mare2	0,48	3	850	150	700	35	500	425
Scalandrone	0,24	2,5	850	175	675		420	400
Tuostolo	0,35	2,8	775	150	625		500	400
S_Romano	0,78	4,5	850	175	675		780	750
Cortadonica	0,21	2,2	850	200	650		460	400
Curti	0,3	2,8	850	250	600		525	500
Fico	0,18	2,3	830	250	580		520	500
Tuoro	1,2	5	1130	300	830		840	780
S_Chirico	0,1	1,5	750	300	450		640	625
Trave 1	0,28	2,8	900	300	600		800	750
Trave 2	0,15	2	825	275	550			
Licinatonda 1	0,1	2	800	280	520			
Licinatonda 2	0,11	2	825	300	525			
Licinatonda 3	0,14	2	900	350	550		885	865
Cantariello 1	0,11	1,9	800	325	475		775	740
Cantariello 2	0,44	2,7	930	375	555		900	875
S_Lucia 1	0,27	2,2	700	175	525		625	600
S_Lucia 2	0,12	1,5	550	200	350			
S_Lucia 3	1,02	4,5	920	200	720		900	820
S_Marco	0,11	1,4	500	180	320			
Tre_Valloni a	0,7	3,3	960	280	680		475	425
Tre_Valloni b	0,15	2	830	320	510		525	500
Tre_Valloni c	0,55	3,3	900	250	650		525	500

Inquadramento dell'area di studio

L'evoluzione tardo-quadernaria del *glacis* basale dei Monti di Sarno (Campania)
il ruolo degli input piroclastici

Franza A.



Legend and scale:

- ▲ N
- ▲ Limite di bacino
- ▲ Traccia di sezione geologica
- ▲ Affioramenti rilevati
- ▲ Sondaggi geognostici

Scale: 0 to 1 Km, 500 m

Figura S.1