

UNIVERSITA' DEGLI STUDI FEDERICO II NAPOLI



FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI

**Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
XXIV ciclo**

Analisi Geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dell'Appennino
campano: scenari di suscettibilità alluvionale.

Vittoria Scorpio

Tutor: Prof.ssa Nicoletta Santangelo

Co-Tutors:

Prof. Antonio Santo

Prof.ssa Paola Romano

Prof. Jose Antonio Martín-Fernández

2011

Sommario

<i>Abstract</i>	5
RIASSUNTO	7
CAPITOLO 1- Introduzione	8
1.1 Scopo del lavoro di tesi.....	9
1.2 Inquadramento Geografico	10
1.3 Materiali e Metodologie.....	12
1.3.1 Analisi stratigrafica.....	12
1.3.2 Analisi geomorfologica e morfometrica.....	13
1.3.3 Analisi dei dati storici.....	15
1.3.4 Analisi statistica dei parametri morfometrici	15
CAPITOLO 2- Precedenti conoscenze	19
2.1 Il sistema bacino-conoide.....	20
2.1.1 I bacini torrentizi e l'innescò dei fenomeni alluvionali	22
2.1.2 Principali processi di erosione e trasporto e sedimentazione nei sistemi bacini-conoide.....	23
2.1.3 Processi di deposizione: i conoidi alluvionali.	26
2.1.4 Stato di attività di un conoide	36
2.1.5 Tipologia di trasporto e caratteristiche morfometriche del sistema bacino-conoide.....	36
2.2 Geologia e Geomorfologia delle aree di studio	44
2.2.1 Inquadramento geologico dell'Appennino Campano.....	44
2.2.2 Monti del Matese (area A).....	46
2.2.3 Monti del Taburno (Area B).....	48
2.2.4 Monti di Caserta (Area C)	50
2.2.5 Monti Picentini (Area D).....	52
2.2.6 Monti della Maddalena (Area E).....	54
CAPITOLO 3- Raccolta ed elaborazione dati	57
3.1 Analisi geomorfologica dei sistemi bacino-conoide.....	58
3.1.1 Analisi geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dei Monti del Matese.....	58
3.1.2 Analisi geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dei monti del Taburno.....	61
3.1.3 Analisi geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dei Monti di Caserta.....	61
3.1.4 Analisi Geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dei Monti Picentini.....	63

3.1.5	Caratterizzazione geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dei monti della Maddalena.....	65
3.1.6	Confronto e discussione delle caratteristiche geomorfologiche	66
3.2	Ricerca dei dati storici e relazioni con i dati pluviometrici	69
3.2.1	Cronache storiche presso i Monti del Matese.....	69
3.2.2	Cronache storiche presso i Monti di Caserta	73
3.2.3	Cronache storiche presso i Monti Picentini	74
3.2.4	Cronache storiche presso i Monti della Maddalena.....	75
3.2.5	Sintesi della tipologia di trasporto per le aree di studio.....	78
3.2.6	Analisi dei dati pluviometrici	79
3.2.7	Confronto tra i risultati dell'analisi storica e alcune osservazioni climatiche	82
3.3	Rilevamento e stratigrafia delle fasce pedemontane.....	84
3.3.1	Fascia pedemontana dei Monti del Matese.....	85
3.3.2	Fascia pedemontana dei Monti del Taburno.....	92
3.3.3	Fascia pedemontana dei Monti di Caserta	94
3.3.4	Fascia pedemontana dei Monti Picentini	98
3.3.5	Fascia pedemontana dei monti della Maddalena	104
3.3.6	Considerazioni conclusive sulla definizione della tipologia di trasporto	109
3.4	Analisi morfometrica su base statistica.....	110
3.4.1	Scelta del <i>data base</i> di riferimento per le analisi statistiche.....	111
3.4.2	Analisi univariata delle variabili morfometriche	116
3.4.3	Analisi bivariata delle variabili morfometriche	118
3.4.4	Test di normalità ed omoschedasticità.....	120
3.4.5	Analisi del potere discriminante dell'indice di Melton	121
3.4.6	Analisi discriminante multivariata di Fischer	124
3.4.7	Analisi delle Componenti Principali.....	128
3.4.8	Discussione dell'analisi multivariata di Fischer e delle relazioni con la PCA.....	130
3.4.9	Analisi dei <i>clusters</i>	132
3.4.10	Relazioni tra la tipologia di trasporto, la litologia e le coperture	136
3.5	Distribuzione della suscettibilità alluvionale a scala regionale	138
	CAPITOLO 4- Sala Consilina: proposta di un caso di studio.....	140
4.1	Introduzione.....	141
4.2	Caratterizzazione dei sistemi bacino-conoide di Sala Consilina.....	141

4.3	Proposta di un metodo per la definizione dei livelli di suscettibilità	143
4.2	Carta della suscettibilità all'alluvionamento	146
4.3	Discussione della distribuzione della suscettibilità nel Comune di Sala Consilina	147
CONCLUSIONI		149
APPENDICE: <i>Data base</i>		155
BIBLIOGRAFIA		158
Ringraziamenti		176

Abstract

Basin-fan systems are very dynamic environments in which erosion, transfer and depositional processes are strictly interconnected. In 1996, NRC introduced the term “*alluvial fan flooding*” to indicate a particular type of flood that occurs only on alluvial fans. The intensity of the flood depends on the flow processes, which can range from *water-flood* to *debris flow* (Wells & Harvey, 1987; Costa, 1988). Differentiation between these processes is essentially dependent on the relative concentration of the water and solid components (Costa, 1988; Blair & McPherson, 1994a,b). The increase in the relative proportion of sediments induces an increase in viscosity and shear strength of the flowing mixture. As a consequence, flows on fans may be characterized by different velocities, types of transported material and depositional behavior. This leads to deposits with different size and sedimentary facies and to fans with different slope and morphology (Blair & McPherson, 1994a).

Debris flow fans may be subject to violent surges with high sediment concentration, often carrying large boulders and tree trunks, which can be very destructive and affect any part of a fan surface. They are mainly related to massive depositional processes, resulting in weak stratification, lack of sorting, and to the presence of matrix-supported angular to sub-angular clasts (Blair, 1999a; Sorriso-Valvo *et al.*, 1998). Generally these fans are fed by small and step catchments and are characterized by small dimension and step gradients. Geomorphological evidence of debris flow transport is often represented by the occurrence depositional lobes (Marchi *et al.*, 1993; Wilford *et al.*, 2004; De Scally & Owens, 2004, De Scally *et al.*, 2010).

Water flood fans are usually bigger than previous fans and characterized by lower gradients. Their facies features include a crude horizontal stratification with alternating beds of cobble, gravel and sand to fine gravel (Blair & Pherson, 1994a,b, Blair, 1999a; Sorriso Valvo *et al.*, 1998; Sohn *et al.*, 1999; Wilford *et al.*, 2004; De Scally *et al.*, 2010). They presents magnitudes and peak discharges from 5 to 40 times lower than debris flow (Kellerhalls & Church, 1990; Hungr *et al.*, 2001; Wilford *et al.*, 2004). This explains why identification of fans that can be reached by debris flows is important for hazard evaluation because they are a much more destructive phenomenon than fluvial floods. Mitigation of the hazard in debris flow fans requires a very peculiar approach (Jackson, 1987; Jackson *et al.*, 1987; Kellerhals & Church, 1990; Wilford *et al.*, 2004).

In last few decades several studies pointed out on the possibility to define statistically significant relationships between morphometrical parameters of the basin-fan system and the main depositional process (Melton, 1965; Pasuto *et al.*, 1992, Marchi *et al.*, 1993; Calvache *et al.*, 1997; Guzzetti *et al.*, 1997; Crosta & Frattini, 2004; De Scally & Owens, *et al.*, 2004; Saito & Oguchi, 2005; De Scally *et al.*, 2010).

The present study refers to the geomorphological and morphometric analysis of 102 basin/fan systems, located along the border slopes of the carbonate massifs of Southern Apennines (Matese Mts, Taburno Mts, Caserta Mts, Picentini Mts and Maddalena Mts). These areas are prime spots for urban development and are generally considered to be safer than the valley floors. As a result, villages and towns have been built on alluvial fans which, during intense storms, may be affected by flooding and/or debris flow processes. The main goal is to define the most significant morphometric features of these systems that can be used to classify the fans in terms of transport process (debris flow or water flood). This discrimination may be useful to analyze the susceptibility distribution to alluvial fan flooding in the region.

The investigation was carried out by means of a multidisciplinary approach, integrating stratigraphic, morphologic, morphometric, historical and statistical analysis. Particularly, field survey was aimed to find stratigraphic logs and morphological evidences that may be useful to evaluate the main depositional process.

In order to investigate the relation between depositional process and the morphometry of the basin/fan systems, 10 variables were determined for each basin-fan system (*basin area, basin length, mean basin inclination, feeder channel length, mean feeder channel inclination, basin relief, Melton index, fan area, fan length and main fan inclination*). The values were calculated by building up a DTM (resolution of 5m) from the contour lines and the point elevation derived from 1:5,000 topographic maps. It was interpolated with the Regularized Spline method by means of ArcGIS Spatial Analyst.

The statistical analysis of these variables was carried out by means of *Erre software* and elaboration of multivariate techniques (Fisher linear discriminant analysis; Logistic Binomial Regression model; Principal Components Analysis; Cluster analysis). Fisher linear discriminant analysis was applied, using as training data the set represented by the 46 systems whose main type of transport was determined by field survey. In addition, the Logistic Binomial Regression model was analyzed in order to find the simplest and most powerful set of predictor variables. The main result was that the best discrimination between debris flow and water flood processes is achieved by means of only two variables, one for the basin (*feeder channel inclination*) and one for the fan (*fan length*).

The discriminant functions, obtained are:

$$F(x) = -144.74 - 0.34 * Ipc + 14.24 * Lf$$

where *Ipc* is the feeder channel inclination and *Lf* is the fan length.

And:

$$P(F(x)) = e^{F(x)} / (1 + e^{F(x)})$$

Where P value higher than 0.5 indicates that the basin/fan system belongs to the group of the water flood fans.

Among the 102 systems studied, 68 were classified as debris flow dominated and 34 as water flood dominated, with a probability of a correct classification higher than 90 %. The results obtained were validated by comparison with field data and the descriptions of historical floods. They allowed to detect where alluvial fan flooding might occur and give information on the different degrees of danger, thus contributing to the knowledge of the susceptibility distribution at a regional scale. Regrettably, urban development in recent decades has failed to take the presence of such alluvial fans into account due to the relatively long return time between floods, with consequent loss of historical memory by the local community. This has served only to increase the territorial vulnerability. The results of this thesis may represent a useful tool for further studies aiming at hazard mapping and civil protection interventions.

RIASSUNTO

*I bacini idrografici e i conoidi alluvionali costituiscono ambienti molto dinamici in cui i processi di erosione e sedimentazione sono strettamente interconnessi, tanto da poterli considerare come un sistema unitario, definito appunto **sistema bacino-conoide**.*

L'accrescimento dei conoidi alluvionali si verifica prevalentemente in occasione di piogge intense, attraverso l'insorgere di fenomeni alluvionali il cui potere distruttivo è correlato alla tipologia di trasporto e deposito del materiale.

Nonostante le aree di conoide attivo siano molto pericolose, in quanto vengono periodicamente seppellite da sedimenti solidi e carichi liquidi, risultano comunemente utilizzate dall'uomo sia per uso agricolo, sia per lo sviluppo di centri abitati che molto spesso si espandono anche nelle zone prossime all'alveo, inducendo elevate condizioni di rischio.

Le analisi effettuate hanno evidenziato che anche alla base dei principali fronti montuosi campani (Monti del Matese, Monti del Taburno, Monti di Caserta, Monti Picentini, Monti della Maddalena) sono presenti conoidi la cui attività viene documentata da diverse fonti storiche. Questo studio ha avuto quindi, l'obiettivo di effettuare la valutazione della suscettibilità alluvionale a scala regionale per la maggior parte dei sistemi bacino-conoide presenti nella regione.

L'analisi è stata condotta principalmente definendo la tipologia di trasporto prevalente in particolare se tipo debris flow o tipo water flood, in quanto in bibliografia ai fenomeni da debris flow si attribuisce maggiore capacità distruttiva.

I materiali e metodi utilizzati sono consistiti nell'integrazione di tecniche afferenti all'analisi geomorfologica, stratigrafica, storica, morfometrica su base statistica. La caratterizzazione è stata effettuata sia sulla base delle facies rinvenute direttamente in campo, sia sulla base delle analisi statistiche delle caratteristiche morfometriche dei sistemi bacino-conoide.

L'analisi ha dimostrato che è possibile attribuire la tipologia di trasporto attraverso le caratteristiche morfometriche in quanto i sistemi bacino-conoide caratterizzati da un trasporto da debris flow sono più piccoli e più pendenti di quelli caratterizzati da un trasporto da water flood. È stata ricavata un'equazione di semplice applicazione basata sull'uso di due parametri uno rappresentativo delle caratteristiche del bacino ed uno del conoide che consente di classificare la tipologia di trasporto per un sistema bacino-conoide che si trova nelle stesse condizioni geomorfologiche di quelle campane e con bacino impostato su un substrato carbonatico.

In conclusione, per i sistemi bacino-conoide analizzati si riscontra una prevalenza del trasporto da water food per le aree dei Monti del Matese e parte dei Monti della Maddalena e da debris flow per quelle dei Monti di Caserta e Picentini.

I risultati ottenuti trovano conferma sia delle descrizioni delle fonti storiche, sia nelle caratteristiche sedimentologiche e morfologiche riscontrate in campo.

CAPITOLO 1
Introduzione

1.1 Scopo del lavoro di tesi

Questa tesi ha avuto la finalità di definire la suscettibilità alluvionale a scala regionale per 102 sistemi bacino-conoide campani, sulla base di dati elaborati tramite analisi geomorfologiche, stratigrafiche e morfometriche.

I processi alluvionali, oltre che realizzarsi all'interno delle piane inondabili in ambienti di pianura alluvionale possono verificarsi anche nei settori pedemontani in aree di conoide attivi alimentati da corsi d'acqua a regime torrentizio. In questa tesi sono state analizzate le dinamiche legate alla seconda tipologia di evento, per la quale nel 1996, la National Research Council (NRC) ha introdotto il termine "*alluvial fan flooding*" ad indicare quel particolare tipo di alluvione che interessa i conoidi e che, oltre ad essere caratterizzato dai processi di inondazione, può apportare la deposizione di quantità rilevanti di carichi solidi. Come conseguenza questi processi possono risultare particolarmente distruttivi in quanto posseggono la capacità di seppellire e/o abbattere tutto ciò che incontrano lungo la loro traiettoria.

Ciò nonostante le aree di conoide risultano comunemente utilizzate dall'uomo sia per uso agricolo, sia per lo sviluppo di centri abitati che molto spesso si espandono nelle aree prossime all'alveo. Questo inappropriato utilizzo del territorio ha indotto condizioni di elevato rischio in molti contesti italiani come testimoniato da alcuni episodi verificatisi negli ultimi decenni (Vietri sul Mare nel 1954; Castellammare il 9 novembre 1987 e l'8 ottobre 2000; Villar Pellice nel 2008; Messina nel 2009; Casamicciola nel 2010; S. Gregorio Magno il 7 ottobre 2011).

La problematica risulta particolarmente attinente per molte delle fasce pedemontane campane analizzate, dove alla base dei principali massicci carbonatici si rinvencono numerosi apparati di conoidi attive, i quali a partire dal secondo dopoguerra, sono stati interessati da un intenso processo di urbanizzazione. In molti casi le naturali vie di drenaggio sono state del tutto cancellate o convertite in alvei-strada ad uso del traffico veicolare, nonostante diversi documenti storici (Caiazza, 2002) ed articoli scientifici (Budetta *et al.*, 2000; Santo *et al.*, 2002; Santangelo *et al.*, 2006), testimoniano l'accadimento di fenomeni alluvionali che hanno causato danni e vittime.

I sistemi bacino-conoide studiati sono stati oggetto di precenti lavori per quanto riguarda la loro evoluzione Plio-quadernaria (Brancaccio, 1969; Santangelo, 1991; Ascione *et al.*, 1992b; Romano *et al.*, 1994; Brancaccio *et al.*, 1995; Brancaccio *et al.*, 1997; Corrado *et al.*, 1997; Zanchetta *et al.*, 2004; Villani & Pierdominici, 2010). Ad eccezione di due lavori (Budetta *et al.*, 2000; Santangelo *et al.*, 2006) riguardanti alcune conoidi dei Monti della Maddalena, ad oggi non è stato ancora proposto uno studio a carattere geomorfologico-applicativo con la finalità di valutarne la suscettibilità/pericolosità alluvionale. Pertanto, questo lavoro vuole fornire un primo contributo per la zonazione della suscettibilità alluvionale a scala regionale, a partire dal quale sia possibile individuare le aree più suscettibili, dove condurre approfondimenti con metodologie di maggiore dettaglio.

In questa sede, per valutazione della *suscettibilità* s'intende l'**individuazione** di quelle aree in cui si può verificare l'evento (*dove?*) e la **definizione delle modalità** (*come?*) ovvero dell'intensità con cui si manifesta (Brabb, 1984; Einstein, 1988; Guzzetti *et al.*, 1999; Guzzetti *et al.*, 2005; Guzzetti *et al.*, 2006a; Guzzetti *et al.*, 2006b; Rossi *et al.*, 2010). A differenza della *pericolosità*, non è stato effettuato alcun riferimento alla frequenza di accadimento ed alla probabilità con cui un sistema può riattivarsi in un certo intervallo di tempo (*quando?*).

Per la delimitazione delle aree in cui si può verificare un'alluvione, sono state compiute delle analisi geomorfologiche delle carte topografiche al fine di identificare l'ubicazione dell'apice idrografico

(paragrafo 2.1), in accordo con le norme dettate dalla Federal Emergency Management Agency degli Stati Uniti (NRC, 1996) le quali considerano attive quelle porzioni di conoide poste a valle di esso.

L'intensità dell'evento è valutata attraverso la definizione del processo di trasporto e deposizione dominante. In letteratura i due estremi sono rappresentati dai processi da *water flood* e da *debris flow*. La distinzione si basa sulla diversa concentrazione della componente solida, dalla quale discendono importanti differenze nel comportamento reologico complessivo. Nei *water flood*, infatti, il sedimento è trasportato prevalentemente sul fondo e risulta separato dalla componente liquida che si muove a una velocità maggiore; nei *debris flow* il flusso è costituito da una miscela monofasica ad elevata concentrazione, nel quale l'acqua ed il solido si propagano con la stessa velocità. Ad ogni tipologia corrispondono differenze sedimentologiche e morfologiche nel conoide (Sorriso Valvo *et al.*, 1998; Blair, 1999a, 1999b; Sohn *et al.*, 1999; Wilford *et al.*, 2004; De Scally & Owens, 2004; De Scally *et al.*, 2010; Welsh & Davies, 2010).

I flussi da *debris flow* possono presentare delle portate di picco maggiori fino a 4-5 volte (Hungry *et al.*, 2001; Wilford *et al.*, 2004) e magnitudo superiori alcuni ordini di grandezza (Kellerhalls & Church, 1990) rispetto a quelle che si sviluppano per i *water flood*. Di conseguenza l'identificazione dei conoidi interessati da trasporto di tipo *debris flow* risulta fondamentale ai fini della pianificazione territoriale e la realizzazione di particolari interventi di mitigazione (Aulitzky, 1980; Jackson, 1987; Kellerhals & Church, 1990; De Scally & Owens, 2004, 2010; Wilford *et al.*, 2004). Vari autori si sono interessati alle cause che influenzano l'occorrenza delle diverse tipologie di trasporto, molti hanno verificato il forte controllo da parte delle variabili morfometriche del sistema bacino-conoide (Melton, 1965; Kostaschuck *et al.*, 1986; Jackson, 1987; Pasuto *et al.*, 1992; Marchi *et al.*, 1993; D'agostino, 1996; Calvache *et al.*, 1997; Guzzetti *et al.*, 1997; Sorriso-Valvo *et al.*, 1998; Wilford *et al.*, 2004; Crosta & Frattini, 2004; De Scally & Owens, 2004; De Scally *et al.*, 2010; Santangelo *et al.*, 2006; Welsh & Davies, 2010).

Tenendo conto della precedente bibliografia e dei processi in atto nelle fasce pedemontane campane, l'obiettivo fondamentale di questa tesi è stato la caratterizzazione della tipologia di trasporto prevalente per i sistemi bacino-conoide considerati. L'analisi ha permesso di individuare le aree potenzialmente suscettibili a fenomeni da *debris flow*, i quali come discusso in precedenza, sono più pericolosi e distruttivi.

Lo studio è stato condotto attraverso un approccio integrato di dati stratigrafici e morfometrici, ricavati ed elaborati per mezzo di analisi geomorfologiche, stratigrafiche, storiche e morfometriche con tecniche statistiche. I principali strumenti utilizzati sono consistiti nel rilevamento per l'analisi stratigrafica, nella foto interpretazione e lettura delle carte topografiche per l'analisi geomorfologica, nell'uso di *software* GIS per l'elaborazione dei DTM e dei parametri morfometrici e nell'uso del programma statistico *Erre* per le elaborazioni statistiche.

1.2 Inquadramento Geografico

In questa tesi sono stati analizzati 102 sistemi bacino-conoide ubicati ai bordi dei principali fronti montuosi della Campania (Figura 1) costituiti dai Monti del Matese, dai Monti del Taburno, dai Monti di Caserta, dai Monti Picentini e dai Monti della Maddalena.

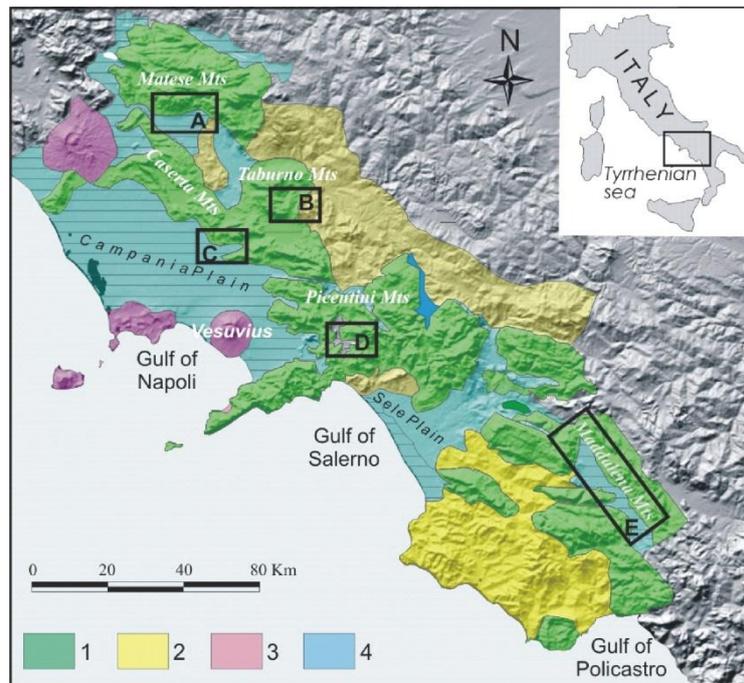


Figura 1- Inquadramento geografico delle fasce pedemontane oggetto di studio. A: Monti del Matese; B: Monti del Taburno; C: Monti di Caserta; D: Monti Picentini; E: Monti della Maddalena. 1: massicci carbonatici; 2: depositi terrigeni; 3: aree vulcaniche; 4: Piane costiere ed intermontane.

Procedendo da Nord verso Sud:

- I sistemi bacino-conoide dell'area A (Tav.1 allegato fuori testo) s'impongono all'interfaccia tra il fianco centro-occidentale dei Monti del Matese e parte della media valle del fiume Volturno. Il territorio analizzato è compreso tra i comuni di Raviscanina, S. Angelo di Alife, Alife, Piedimonte Matese e San Potito, presenta un'estensione di circa 150 km², ed un dislivello di 1250 m, con altitudini variabili da un minimo di 95m ad un massimo di 1350 m s.l.m. Dal punto di vista cartografico, è compreso nel settore meridionale del Foglio geologico numero 161 (Isernia) in scala 1:100.000 (IGM vecchia serie) e nelle tavolette 161 II SO (S. Angelo di Alife) e 161 II SE (Piedimonte Matese) in scala 1:25.000.
- I sistemi bacino-conoide dell'area B (Tav.2 allegato fuori testo) sono impostati sul fianco meridionale del Monte Taburno, al confine con la valle del fiume Islero (Valle Caudina). Il territorio analizzato comprende gli abitati di Pastorano e Bucciano e presenta un'estensione di 9 km², con quote variabili tra 1450 m e circa 200 m sul livello del mare. L'area fa parte del settore SW del Foglio geologico 173 (Benevento) in scala 1:100.000 e ricade nel settore centro orientale del foglio 431 (Caserta Est) in scala 1:50.000 (nuova serie). Le tavolette di riferimento sono: 173 III NE, 173 III SE, 173 III SO, 173 III NO (IGM vecchia serie).
- I sistemi bacino-conoide dei Monti di Caserta (area C, Tav.3 allegato fuori testo) sono ubicati lungo il fronte montuoso che delimita la Piana Campana ad Est. I comuni interessati sono S. Maria a Vico, Arienzo, Forchia ed Arpaia. Il territorio si estende per circa 28 km², con quote medie variabili tra 70 ed 800m s.l.m. L'area è compresa nei Fogli geologici 173 Benevento (settore SW) e 172 Caserta (settore SE) in scala 1:100.000 (IGM vecchia serie), nel foglio 431 (Caserta Est) della nuova cartografia in scala 1:50.000 e nelle tavolette in scala 1:25.000 numero: 172 II SE, 173 III SO, 173 III SE.
- I sistemi bacino-conoide dei Monti Picentini (area D, Tav.4a e 4b allegati fuori testo) si collocano in diversi settori disposti intorno al gruppo del Monte Terminio. In particolare

ricadono nei comuni di Serino, Volturara, Ribottoli, Bagnoli e Montella. Di questi, Ribottoli è posizionato sul versante del Monte Faito posto ad W della Valle del Fiume Sabato, Serino sul versante del Monte Terminio collocato ad E della stessa valle. Il territorio di Volturara è situato sul versante settentrionale del Monte Terminio e le conoidi si depongono al margine con la Piana del Dragone. Infine i territori di Montella e Bagnoli si localizzano sui due versanti opposti della Valle del fiume Calore in prossimità del versante orientale del Monte Sassosano e di quello NW del Monte Cervialto. Le aree sono comprese nei Fogli geologici 185 Salerno (per le aree di Ribottoli, Serino e Volturara) e 186 S. Angelo dei Lombardi (per le aree di Montella e Bagnoli) in scala 1:100.000 e nel foglio 449 (Avellino) della nuova cartografia in scala 1:50.000.

Le tavolette di riferimento sono: 185 I SE, 186 III NO, 186 III NE, 186 III SO.

- I sistemi bacino-conoide dei Monti della Maddalena (area E, Tav.5 allegato fuori testo) si localizzano sul bordo orientale del Vallo di Diano al centro del quale scorre il fiume Tanagro. L'area studiata interessa i comuni di Sala Consilina e Padula, si estende su di circa 95 km², con altitudini variabili da un minimo di 450 a un massimo di 1600 m s.l.m. È compresa nel settore SE del Foglio geologico 199 (Potenza) in scala 1:100.000 ed in parte nel settore NE del foglio 504 (Sala Consilina) della cartografia in scala 1:50.000 e nelle tavolette numero: 199 III SE e 210 IV NE.

1.3 Materiali e Metodologie

Lo studio è stato articolato in diverse fasi ognuna delle quali ha analizzato differenti aspetti del sistema bacino-conoide. In particolare sono state elaborate l'analisi stratigrafica, geomorfologica, morfometrica, storica e statistica dei dati morfometrici.

Le analisi stratigrafiche e dei documenti storici hanno consentito di attribuire una tipologia di trasporto prevalente a una parte (46) dei sistemi bacino-conoide analizzati. Al fine di definire un trasporto prevalente anche per gli altri 56 sistemi, è stato utilizzato un metodo indiretto basato sull'analisi delle caratteristiche morfometriche attraverso diverse metodologie statistiche. I parametri morfometrici sono stati valutati per tutti i 102 sistemi e suddivisi in due *data base*, di cui il primo (*training data set*) è costituito dai 46 sistemi per i quali è nota la tipologia di trasporto dalle analisi di campo; il secondo è costituito dalle sole variabili morfometriche dei restanti 56. Di questi fanno parte anche alcuni sistemi con trasporto noto, ma che hanno avuto il ruolo di verificare i risultati ottenuti dall'elaborazione statistica. Nei paragrafi successivi si riporta una breve descrizione dei metodi e dei materiali utilizzati.

1.3.1 Analisi stratigrafica

La fase di campo ha avuto la finalità di individuare le facies che caratterizzano le 102 conoidi alluvionali ed attribuire loro una tipologia di trasporto prevalente. Gli strumenti utilizzati sono stati l'analisi sedimentologica degli affioramenti e la ricostruzione di log-stratigrafici dei quali nei paragrafi 3.3 vengono riportati solo i più rappresentativi ai fini della comprensione della tipologia di trasporto. Gli affioramenti sono stati rinvenuti in corrispondenza di tagli naturali come alvei in approfondimento e principalmente di tagli antropici come trincee scavate per le fondazioni delle abitazioni, strade e muri di contenimento. Si parlerà di tipologia di trasporto "prevalente" poiché come mostrato dei *log* stratigrafici, non si esclude che uno stesso corpo deposizionale possa essere

soggetto a differenti tipologie di trasporto, ma in questo contesto si vuole fare riferimento a quella dominante sia nel tempo sia nello spazio.

L'obiettivo principale è stato quello di dividere, quando possibile, i 102 sistemi bacino-conoide in due gruppi nominati: *debris flow dominated* e *water flood dominated*.

Per ogni affioramento sono state analizzate anche le dimensioni sia media sia massima dei clasti, poiché possono fornire informazioni sulla competenza e sulla portata della corrente. In particolare, il diametro del clasto massimo è espressione della velocità massima del flusso e quello medio dalla velocità media.

1.3.2 Analisi geomorfologica e morfometrica

L'analisi geomorfologica ha avuto la finalità di caratterizzare i processi attivi ed inattivi nelle fasce pedemontane, individuare i conoidi alluvionali e delimitare i bacini idrografici. Lo studio è stato condotto attraverso le classiche tecniche della geomorfologia ovvero tramite lettura di carte topografiche (scala 1:5.000), fotografie-aeree (in scala 1:33.000 riferibili al 1981 e solo nel caso dei Monti del Matese anche al 1954), ortofoto in scala 1:10.000 del 1998 ed immagini più recenti reperibili in rete tramite l'uso di strumenti quali *Google Earth* o *GoogleMap*. Il confronto delle varie annate ha consentito di analizzare, dove percepibile, l'evoluzione del corpo di conoide e più propriamente della rete idrica e dell'urbanizzato.

La delimitazione dei conoidi non è stata immediata per le fasce pedemontane dei Monti del Matese e della Maddalena dove si presentano anastomizzate. In particolare è stato difficile definire i bordi laterali tra due corpi vicini che tendono a convergere in aree in cui entrambi hanno esercitato un'azione di deposito. Di conseguenza i limiti marginali sono stati posti, dove le isoipse cambiano direzione, segnano la presenza di una depressione o di un'incisione da parte di un corso d'acqua.

La maggior parte dei corpi di conoide costituisce degli apparati multipli per cui, sempre utilizzando la lettura delle isoipse e trovando conferma nella variazione della tessitura delle foto aeree, sono state mappate le diverse generazioni ed individuati l'apice topografico e quello idrografico *sensu* Hooke (1968). In particolare l'apice idrografico è stato posto nel punto in cui le curve di livello, all'interno del canale inciso, invertono la propria curvatura (da convesse diventano concave verso valle).

L'operazione di delimitazione dei sistemi bacino-conoide ha prodotto dei file (in formato *.shp*) che sono stati utilizzati come base per il calcolo delle variabili morfometriche investigate (area del bacino e del conoide; lunghezza, pendenza media del bacino, del conoide e dell'asta principale nel bacino e indice di Melton).

A differenza della maggior parte degli studi precedenti proposti in bibliografia, nei quali le variabili morfometriche sono misurate o da carte topografiche in scala 1:25.000 o direttamente in campo, in questa tesi, sono state valutate tramite l'applicazione di differenti *tools* contenuti nei *software GIS* (ArcGis 9.3) ed a partire da carte topografiche in scala 1:5.000, dalle quali sono stati ricavati *DTM* di 5 m per pixel.

In particolare, le aree sono state valutate come area planimetrica del poligono che inscrive il conoide o il bacino, attraverso la funzione di *Geometry Calculation* presente nelle tabelle degli attributi dei diversi *layers* bacino o conoide. La stessa funzione è stata utilizzata anche per calcolare le lunghezze, in tal caso l'elemento valutato è stato una linea. La lunghezza del bacino è stata calcolata secondo quanto proposto da Wilford *et al.* (2004), come la lunghezza della linea retta che congiunge il punto a quota massima con quello a quota minima (Figura 2).

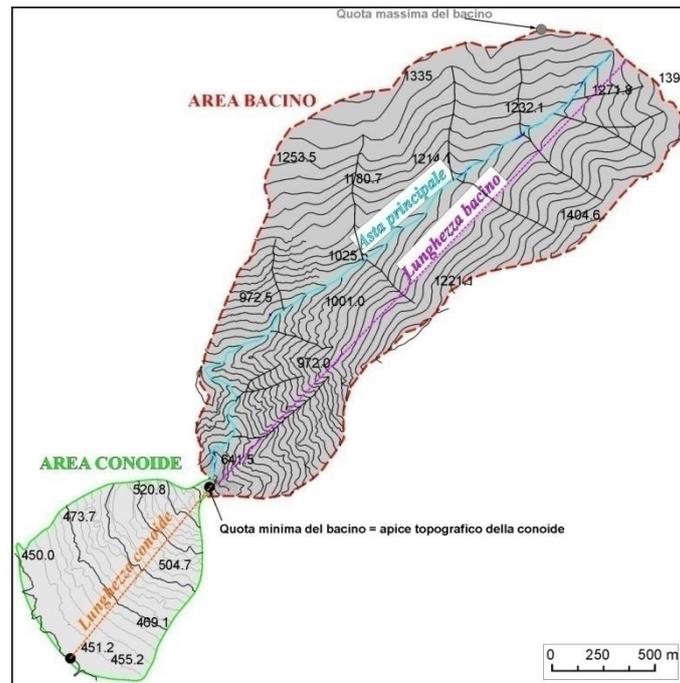


Figura 2- Rappresentazione della modalità di calcolo di alcune delle variabili morfometriche valutate.

Allo stesso modo anche quella del conoide corrisponde con la lunghezza della linea che unisce il punto a quota massima con quello a quota minima (Figura 2). Le pendenze corrispondono alla media di quelle misurate su tutto il poligono del bacino e del conoide o lungo la linea dell'asta principale con la funzioni di *Spatial Analyst* presente nel *software*.

I dati morfometrici sono stati strutturati in un *data base* facilmente interrogabile tramite *query* all'interno dei *software* GIS.

Elaborazione dei DTM

Al fine di valutare le pendenze, per ogni area di studio sono stati elaborati dei modelli digitali del Terreno (*DTM*) con pixel 5X5 m ricavati a partire da elementi lineari (isoipse e fiumi) e puntuali (punti quotati) estratti dalle carte topografiche in formato vettoriale ed in scala 1:5000 certificate dalla Regione Campania.

I *DTM* sono degli strumenti ampiamente utilizzati nell'ambito della geomorfologia i quali consistono nella rappresentazione digitale di dati che, come le quote, variano con continuità nello spazio. Un modello digitale del terreno è rappresentato attraverso una superficie che può essere vista come un insieme di punti ai quali è attribuito un valore di *Z*. I dati di *input* devono essere rappresentabili attraverso terne di coordinate *X, Y, Z*, di cui la quota rappresenta il dato da modellizzare attraverso degli algoritmi d'interpolazione. In questo studio si è scelto di applicare metodi di grigliatura (*GRID*, Maune, 2001) ovvero metodi dove l'interpolazione avviene, con punti disposti su una griglia regolare (struttura *raster*). Per tanto il *Grid* è una matrice di celle, ognuna delle quali contiene un valore descrittivo di una caratteristica, nel caso d'interesse una quota o un valore di pendenza. Il valore di quota appartiene al centroide della cella ma è attribuito a tutta l'area della stessa, i cambiamenti avvengono solamente ai bordi al passaggio alla cella confinante. Quando si ricostruisce una superficie topografica, si determina il valore di elevazione attraverso delle operazioni di interpolazione anche in quelle celle non campionate, ossia dove non sono disponibili valori di elevazione. Esistono molte tecniche di interpolazione, che si basano sul principio base che oggetti spazialmente vicini tendono ad essere più simili rispetto ad oggetti spazialmente lontani.

In questa tesi nella fase iniziale sono stati operati vari tentativi con diverse tecniche (*Spline*, *Natural Neighbors statistic*, *IDW*) al fine di individuare quella che permette di ottenere la superficie più simile a quella reale. Lo strumento di verifica è consistito nel derivare delle isoipse fittizie (*contour lines*) dai *DTM* interpolati con le diverse tecniche e di confrontarle con quelle reali. A seguito di ciò è stato scelto il metodo della *Spline*. Questo stima i valori utilizzando una funzione radiale di base matematica la quale minimizza la curvatura della superficie che si adatta ai punti campione di *input*, fornendo come risultato una superficie addolcita che passa esattamente per essi. Concettualmente, questo interpolatore assomiglia ad un foglio di gomma che passa attraverso i punti mentre minimizza la curvatura totale della superficie. Maggiore sarà il numero dei campioni utilizzati, maggiore sarà l'influenza dei punti lontani in ogni cella, e di conseguenza, maggiormente addolcita sarà la superficie interpolata. Questo metodo risulta particolarmente adatto quando si devono interpolare superfici che variano regolarmente, come nel caso delle fasce pedemontane.

Sui *DTM* sono state eseguite delle analisi spaziali che hanno ricavato carte derivate come quella dalla pendenza. La funzione utilizzata è stata la *Slope Analysis*, che opera stimando il valore di pendenza di una cella analizzando la massima variazione di elevazione con le otto confinanti, da cui ricava in valore medio di pendenza. Questa finestra di nove celle totali si sposta in seguito lateralmente ricoprendo gradualmente tutta la superficie del *DTM* (media mobile), giungendo in questo modo ad attribuire ad ogni cella un valore di pendenza.

1.3.3 Analisi dei dati storici

La ricerca dei dati relativi alle alluvioni storiche costituisce un importante strumento per verificare l'attività dei sistemi-bacino conoidi, definire la tipologia di trasporto, le aree invase in passato ed infine per comprendere le dinamiche evolutive dell'evento specie quando non si è in condizione di osservarlo direttamente. L'analisi ha permesso di elaborare delle carte degli eventi storici, nella consapevolezza che risentono di lacune dovute al fatto che non ci sono pervenuti tutti gli eventi accaduti a memoria d'uomo o almeno non sono stati reperiti in questo lavoro di tesi.

La ricerca storica è stata condotta consultando precedenti articoli pubblicati (Budetta, *et al.*, 2000; Santangelo *et al.*, 2006), l'emeroteca della Biblioteca Nazionale di Napoli, l'Archivio di Stato di Salerno, le biblioteche e gli uffici tecnici dei comuni interessati, i siti internet ed effettuando interviste alle persone locali. Il Dipartimento di Scienze Politiche Sociali e della Comunicazione dell'Università di Salerno ha fornito numerose citazioni archivistiche per gli eventi che hanno interessato il Comune di Sala Consilina (Santangelo *et al.*, 2011, Archivio di stato di Salerno, buste 1271, 1272, 1273).

La lettura delle fonti storiche ha consentito di interpretare la tipologia di trasporto associata all'evento descritto. In particolare è stato attribuito un trasporto da *debris flow* quando le memorie hanno fatto riferimento a case e muri abbattuti, a grande quantità di massi e fango; mentre è stato attribuito un trasporto da *water flood* quando sono descritti morti annegati, chiese e strutture allagate e materiale fine lasciato sui campi.

Per gli eventi per i quali sono stati rinvenuti dati pluviometrici sono state ricostruite le condizioni di pioggia di innesco tramite l'analisi degli annali idrologici nazionali.

1.3.4 Analisi statistica dei parametri morfometrici

Sono state effettuate delle analisi di statistica univariate, bivariate e multivariate (analisi discriminante di Fisher e analisi delle Componenti Principali, regressione logistica, analisi dei

cluster) con la finalità di investigare le relazioni tra le variabili considerate, verificare la dipendenza della tipologia di trasporto dalle caratteristiche morfometriche e di attribuire una tipologia di trasporto prevalente ai sistemi non classificati in campo. Le analisi sono state condotte tramite il *software Erre*.

Le elaborazioni univariate consistono in analisi descrittive il cui scopo è di rappresentare, per ogni distribuzione di tipologia di trasporto i parametri centrali (moda, media, mediana) e di variazione (deviazione standard, curtosi, asimmetria); quelle multivariate comprendono una serie di metodi dei quali sono stati applicati: l'analisi discriminante, la regressione logistica, l'analisi dei clusters e l'analisi delle componenti principali.

L'analisi discriminante e la regressione logistica

L'analisi discriminante è un metodo di analisi statistica multivariata che permette di attribuire degli *individui* a uno di più gruppi, in base ai valori che presentano determinate variabili quantitative.

Tali gruppi vengono identificati a priori sulla base delle osservazioni delle variabili su un campione (*training data set*) di n unità provenienti da diverse popolazioni. Lo scopo principale è di sviluppare una regola matematica (funzione discriminante), basata sulle variabili quantitative prese in considerazione (dal *training data set*), in modo da permettere di attribuire una nuova osservazione ad una delle classi con la minima possibilità di errore. A tal fine l'analisi restituisce la probabilità di attribuzione a ciascuna classe.

Essa consente, inoltre, di determinare le combinazioni lineari delle variabili quantitative considerate, e di selezionare un insieme di poche variabili tra loro incorrelate, che possono vantaggiosamente sostituire le molte di partenza, ai fini della classificazione dei dati.

L'analisi discriminante è stata introdotta da Fisher nel 1936 quando affrontò il problema della classificazione di piante di iris appartenenti a tre specie diverse. Nel caso di due popolazioni, l'idea centrale è quella di costruire una funzione discriminante lineare canonica definita come segue:

$$Y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_nx_n \quad (1.1)$$

Dove Y è il punteggio discriminante che rappresenta la variabile non osservata data dalla combinazione lineare delle n variabili osservate. I coefficienti a vengono trovati massimizzando la differenza tra i gruppi rispetto alla nuova variabile Y .

In alternativa all'analisi discriminante è utilizzata la *regressione logistica*, la quale è un particolare modello di regressione che si applica nei casi in cui la variabile dipendente Y è di tipo dicotomico (può assumere solo due valori: *vero* o *falso*, *maschio* o *femmina*, trasporto da *debris flow* o da *water flood*...) riconducibile ai valori 0 e 1, corrispondenti rispettivamente all'assenza e alla presenza dell'attributo. Gli obiettivi per i quali è impiegata possono essere molteplici: ricercare le variabili indipendenti e la combinazione lineare che meglio discrimina fra il gruppo degli individui che possiedono l'attributo e quelli che non lo possiedono; stimare la probabilità del possesso dell'attributo per una nuova unità statistica su cui è stato osservato il vettore di variabili x e fissato per tale probabilità un valore soglia, classificare la nuova unità come appartenente alla categoria di che possiedono l'attributo o a quello che non lo possiedono.

Il modello è descritto dalla funzione:

$$\log \frac{p_i}{1-p_i} = \beta_0 + \beta_1x_1 + \beta_2x_2 + \dots + \beta_nx_n \dots\dots\dots(1.2)$$

In cui si calcola la probabilità per la i -esima osservazione di fare parte al primo dei due gruppi, consentendo di collocarla nel gruppo per il quale è stimata una più elevata probabilità di appartenenza.

Metodi di valutazione dell'accuratezza dei classificatori

Ottenuto il modello di classificazione tramite l'analisi logistica o quella discriminante è importante valutarne l'affidabilità ai fini predittivi, attraverso dei metodi di calcolo dell'accuratezza del classificatore. In questa tesi sono stati applicati quelli del *leave-one-out* e del *K-fold* i quali agiscono sulla base degli stessi principi. In particolare il *Leave-one out* calcola il modello con l'esclusione di un oggetto alla volta, predicendo i valori della risposta per tutti gli oggetti esclusi dal modello. Per esempio, se si hanno 10 campioni, il programma procede:

- eliminando il campione n.1;
- ricalcolando il modello utilizzando solo i 9 campioni rimasti;
- riassegnando il campione n.1 a una classe in base al modello ricalcolato sui 9 campioni rimasti;
- eliminando il campione n.2;
- ricalcolando nuovamente il modello sui 9 campioni rimasti e procedendo alla riassegnazione del campione n.2.

Il classificatore prosegue quindi eliminando uno alla volta tutti i campioni fino al n.10 e riassegnandoli di volta in volta in base al modello ricalcolato senza il campione eliminato. Al termine del procedimento il modello sarà stato ricalcolato 10 volte, ottenendo una nuova serie di parametri detti *cross-validati* per la valutazione della bontà del modello di classificazione in predizione. Come risultato del procedimento di validazione si otterranno delle tabelle dette *matrici di classificazione*, nelle quali sono visibili gli oggetti realmente appartenenti a ciascuna classe (classe vera) e gli oggetti assegnati a ciascuna classe dal modello (classe assegnata).

Da questa matrice si deducono le percentuali di classificazione corretta ed il corrispondente errore di classificazione. In questo modo è possibile valutare gli eventuali errori di assegnazione degli oggetti alle varie classi.

Il metodo del *K-fold* divide il set di dati in sottoinsiemi k . Il metodo di dati di controllo è ripetuto k volte. Ogni volta, uno dei sottoinsiemi di k è utilizzato come *control* ed i $k-1$ sottoinsiemi sono uniti per formare un *training set*. Ogni punto di dati risulta appartenere al *control set* una sola volta, e al *training set* $k-1$ volte. Il risultato finale fornisce l'errore medio di tutte le k prove.

Analisi delle Componenti Principali (PCA)

La PCA è una metodologia statistica per la riduzione delle dimensioni dei data sets, utilizzata per rappresentare le osservazioni in funzione di un numero ridotto di variabili al posto di quelle originarie. Se le variabili risultano correlate tra loro, possono essere sostituite da un nuovo insieme, chiamato *componenti principali* (PC), ottenute come combinazioni lineari di quelle di partenza. Le componenti principali devono soddisfare il vincolo di massimizzare la varianza del data set, per rappresentare le variabili originarie e “spiegare” le relazioni esistenti tra queste. Godono delle proprietà di essere incorrelate (sono ortogonali) e di venire elencate in ordine decrescente per quanto riguarda la loro varianza. L'obiettivo dell'utilizzo di questa tecnica è di migliorare l'interpretabilità dei dati, con una perdita di informazione limitata. Una volta costruite le CP, è possibile capire di quali variabili ciascuna CP rappresenta un indice sintetico. I risultati della PCA vengono rappresentati in *biplot* (Figura 83) i quali riassumono graficamente le informazioni sulle

variabili e sulle relazioni tra esse. In ogni *biplot* si considerano due componenti principali alla volta. Ciascuna variabile è rappresentata da un vettore. La lunghezza del vettore coincide con la varianza di tale variabile spiegata nel complesso dalle due CP rappresentate. L'angolo tra ciascun vettore ed ognuno dei due assi segnala la correlazione tra la variabile in esame e le sue CP. Se l'angolo è molto piccolo, la variabile è fortemente correlata, in maniera diretta o inversa a seconda della direzione del vettore. Se l'angolo è prossimo a 90° , la variabile e la CP sono quasi incorrelate (ortogonali). L'angolo tra due vettori, corrispondenti a due generiche variabili, segnala la correlazione tra esse. La scelta del numero delle CP è compiuta considerandone un numero tale che tenga conto di una percentuale sufficientemente elevata (almeno l'80%) della varianza totale. Nel caso di analisi è stata eseguita una PCA basata sulla matrice di correlazione sia sul *training set*, sia sul *data set* completo.

Analisi dei Clusters

L'analisi dei Cluster è un insieme di tecniche statistiche atte a riunire gruppi d'individui simili tra loro rispetto a un insieme di caratteri presi in considerazione e secondo uno specifico criterio. L'obiettivo è di raggruppare le unità sperimentali in classi secondo criteri di similarità o dissimilarità e quindi di determinare un certo numero di classi in modo tale che le osservazioni siano il più possibile omogenee al loro interno (*coesione interna*) ed il più possibile disomogenee tra classi diverse (*divisione esterna*). A differenza dell'analisi discriminante, la classificazione avviene secondo un approccio non supervisionato ovvero non si conosce a priori se i gruppi omogenei esistono effettivamente nel *data set*. In questo caso la tecnica ha un ruolo esplorativo di ricerca di strutture latenti, al fine di desumere la partizione più probabile. Il metodo consente la riduzione delle dimensioni delle unità osservate con il vantaggio di renderne più semplice l'interpretazione. Nell'applicazione di questa tecnica è importante la scelta della misura della dissomiglianza esistente fra le unità statistiche e dell'algoritmo di raggruppamento. Per la valutazione della dissomiglianza possono essere utilizzati vari tipi di indici di distanza (Hartigan, 1975) in questa tesi è stata scelta la distanza euclidea che valuta la distanza tra due gruppi come distanza geometrica ovvero come lunghezza della linea di congiunzione tra di essi. I metodi di raggruppamento sono distinti due grandi gruppi: metodi gerarchici e non gerarchici. I metodi gerarchici creano una gerarchia di partizioni caratterizzata da un numero crescente o decrescente di gruppi, visualizzabile mediante un diagramma ad albero (dendrogramma). In tal caso il numero di gruppi può variare da 1 ad n , per cui si passa da una suddivisione banale in cui è considerato solo un gruppo che include tutti gli individui, ad un'altra altrettanto banale in cui ogni individuo è distinto dagli altri e costituisce un gruppo asse stante. I metodi gerarchici si distinguono tra di loro per il modo in cui, dopo la p -esima fusione, vengono calcolate le distanze tra il nuovo grappolo ed i rimanenti. Gli algoritmi gerarchici proposti in letteratura (metodo del legame singolo, metodo del legame completo, metodo del legame medio, metodo del centroide, metodo di Ward, solo per ricordarne alcuni) si differenziano unicamente per il diverso criterio che regola la valutazione delle distanze tra i gruppi ai fini delle raggruppamenti in serie. I metodi non gerarchici invece forniscono un'unica partizione in cui il numero dei gruppi è fissato a priori. In questa tesi è stato utilizzato il metodo gerarchico di *Ward*. Poiché lo scopo della classificazione è di ottenere gruppi con la maggiore coesione interna, la tecnica di *Ward* non fa altro che aggregare ad ogni tappa del processo, i gruppi in modo tale da ottenere il minimo incremento possibile della devianza all'interno di ciascun nuovo cluster.

CAPITOLO 2
Precedenti conoscenze

2.1 Il sistema bacino-conoide.

Il sistema bacino-conoide è costituito da una serie di elementi morfologici strettamente interconnessi tra di loro, comprendenti: il bacino idrografico, il canale principale nel bacino (*feeder channel*), l'apice topografico, l'apice idrografico, il canale nel conoide (spesso divisibile in due settori di cui uno inciso ed uno non inciso), eventuali canali secondari attivi o inattivi, il conoide antico e quello in formazione nel quale si individuano i lobi di recente deposizione (Figura 3).

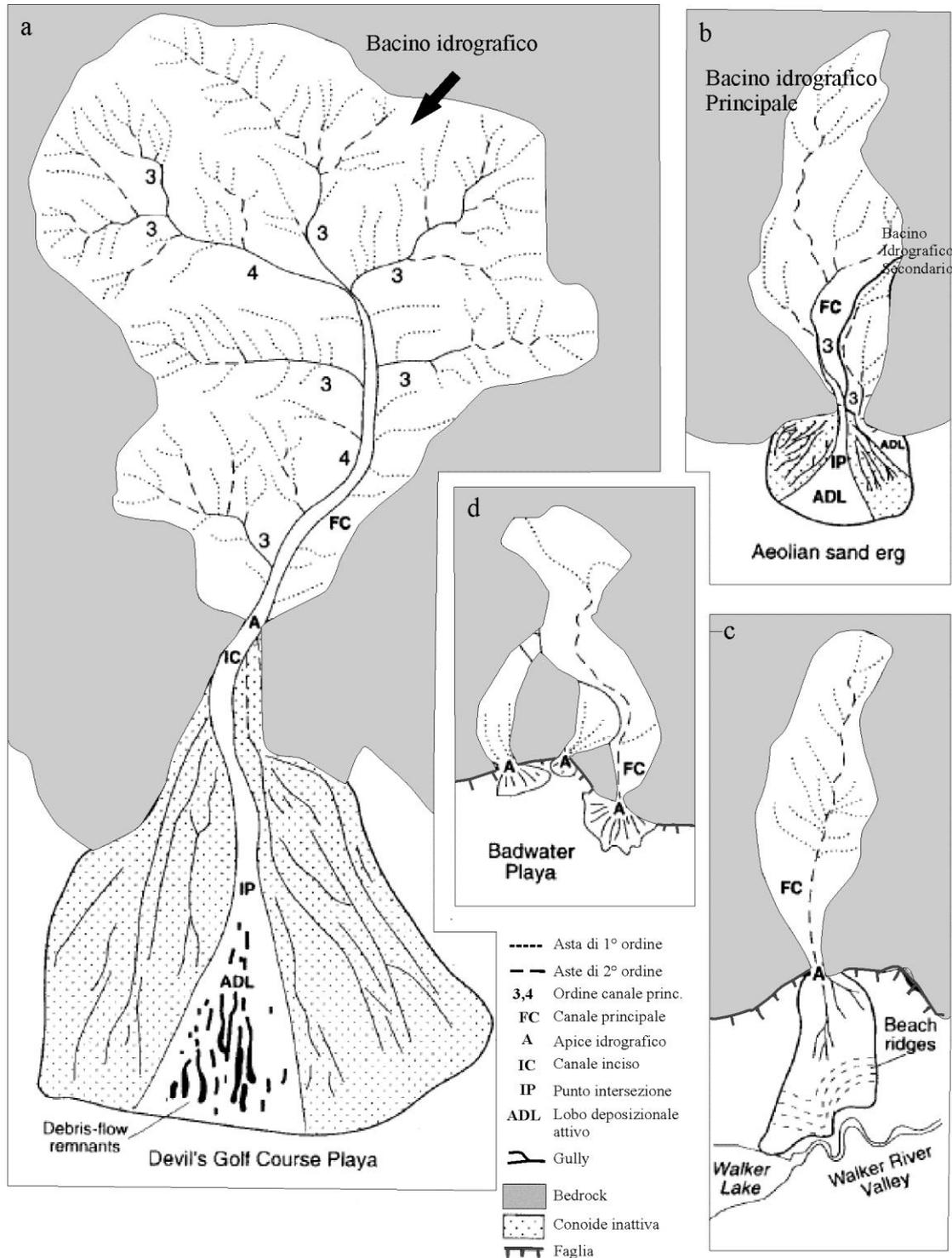


Figura 3- Schema degli elementi morfologici che costituiscono il sistema bacino-conoide. Modificato da Blair & McPherson, 1994a.

Il bacino idrografico rappresenta il luogo di produzione del materiale detritico e del deflusso idrico che si trasmettono fino al conoide attraverso il canale principale. Nei bacini più grandi l'ordine gerarchico (*sensu* Straler, 1957) massimo raggiunto è mediamente quattro o cinque, in quelli più piccoli il drenaggio può essere talmente poco sviluppato da essere costituito da un'unica asta. Nella maggior parte dei casi ogni conoide è alimentato da un solo canale principale, in natura, però si riconoscono molti casi in cui si rinvencono canali multipli (Figura 3b).

L'apice topografico è il punto topograficamente più elevato del corpo di conoide (Drew, 1873), quello idrografico (*sensu* Bull, 1968) rappresenta l'intersezione tra il profilo longitudinale del corso d'acqua e quello del conoide (*intersection point sensu* Hooke, 1967; Wasson, 1974), da esso ha inizio l'attuale deposizione (Figura 3, Figura 4). Se i due apici coincidono, nel tempo il conoide si accresce sempre su se stesso con la formazione di corpi multipli sovrapposti (Figura 4a); se quello idrografico è posizionato più a valle, nel tempo la deposizione avviene in punti posti a quote sempre più basse, determinando la messa in posto di conoidi incastrati dal tipico aspetto a telescopio (Figura 4b). L'alveo nel conoide può presentarsi inciso solo in un primo tratto posto più a monte, oppure per tutta la sua lunghezza. Il flusso rimane incanalato se l'incisione è di entità tale da contenerlo anche durante gli eventi di piena, contrariamente tenderà a riversarsi sulla superficie del conoide determinando l'insorgere di eventi alluvionali. Generalmente il canale appare inciso solo nel settore di conoide più antico ovvero fino all'apice idrografico, a valle di questo invece si formano le aree di aggradazione comunemente indicate come lobi deposizionali.

I lobi si espandono con un angolo di 180° nei conoidi più piccoli, ma possono presentare ampiezze variabili tra i 15° ed i 90° (Blair & McPherson, 1994a). Sulla superficie del conoide si formano dei *gully* che rappresentano in alcuni casi antichi canali attualmente inattivi (Denny, 1967) in altri, specie nel settore più antico, possono costituire canali di neo formazione che non presentano alcun collegamento diretto con il bacino e che si attivano in occasione delle piogge erodendo e prendendo in carico i depositi più superficiali.

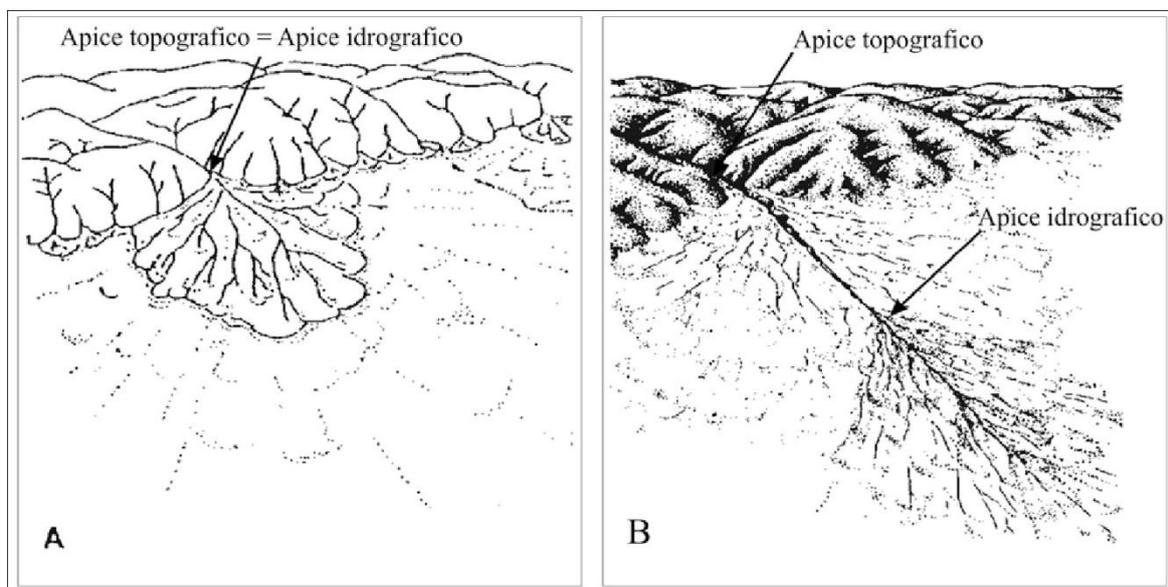


Figura 4- Conoidi alluvionali sovrapposti ed incastrati. Modificato da Bull, 1968.

A seconda dei rapporti di ogni conoide con i corpi laterali o frontali si distinguono conoidi confinati lateralmente dal corso d'acqua di fondovalle, conoidi non confinati frontalmente, conoidi anastomizzati e non anastomizzati (Figura 5). La presenza o meno di un corso d'acqua frontale o di

altri conoidi laterali può apportare delle conseguenze sullo sviluppo dell'estensione e sulla stabilità delle zone distali.



Figura 5- Schema dei rapporti laterali e frontali con corpi idrici ed altri corpi di conoide (modificato da Crosta & Frattini, 2004).

2.1.1 I bacini torrentizi e l'innescò dei fenomeni alluvionali

I bacini torrentizi presentano delle estensioni variabili da pochi km² fino a qualche decina di km², sono attraversati da corsi d'acqua caratterizzati da forti variazioni di portate durante l'anno (da zero per la maggior parte del tempo fino ad alcuni metri cubi al secondo). Al loro interno in occasione delle piogge più intense si forma un deflusso idrico superficiale capace di trasportare a valle i sedimenti accumulati a seguito dei processi di erosione sia areali, sia puntuali. Il drenaggio si articola in una rete d'incisioni torrentizie ad elevata pendenza nella quale, per effetto di piogge intense, si possono generare improvvise pulsazioni di piena. Questi eventi talora si manifestano con un'estrema violenza che provoca radicali modificazioni degli alvei. Tali caratteristiche derivano dall'elevata acclività dei pendii dei bacini, cui si associa spesso un'alta produttività di detrito (coperture alteritiche sciolte, falde detritico-colluviali, cumuli di frana), e dall'elevata inclinazione degli alvei che conferisce ai flussi idrici grandi velocità ed energia. La rapidità dei fenomeni di piena dipende dalle ridotte estensioni dei bacini i quali si caratterizzano per *Tempi di Corrivazione* (T_c) molto bassi (T_c è il tempo necessario all'acqua che defluisce sulla superficie del bacino per giungere dalla più remota zona di spartiacque fino a una sezione di chiusura in genere corrispondente con quella di sbocco del bacino). Le piene più rilevanti si hanno quando precipitazioni di notevole intensità investono l'intero bacino e si prolungano per durate che equivalgono o superano il *tempo di corrivazione* (T_c). Questa condizione, infatti, fa in modo che tutta la superficie del bacino diventi area contribuyente all'incremento dei deflussi in alveo. A parità di precipitazioni, è chiaro che un'area di bacino piccola presenta probabilità più elevate che la durata della pioggia superi il *tempo di corrivazione*. L'apporto di acqua piovana comporta che la normale portata dei torrenti, solitamente modesta, talora nulla, subisca un improvviso incremento, per cui nell'alveo si creano turbolenze che innescano i primi locali fenomeni di erosione alle sponde e di trasporto solido sul fondo. I deflussi liquidi, resi molto torbidi per l'alto contenuto di materie in sospensione, coinvolgono progressivamente quantità sempre maggiori di depositi. Se i carichi solidi erosi continuano ad aumentare, si genera una miscela solido-liquida di elevata densità e grande mobilità nella quale sono immersi, a varia altezza, ghiaie e massi di ogni dimensione cui si associano comunemente numerosi tronchi d'albero sradicati dalle sponde.

2.1.2 Principali processi di erosione e trasporto e sedimentazione nei sistemi bacino-conoide

I processi di trasporto e sedimentazione attivi nei sistemi bacino-conoide sono costituiti da flussi fluido-gravitativi del tipo *debris-flow*, *mud-flow*, *hyperconcentrated flow* e *water flood*. Questi rappresentano la modalità principale con cui i conoidi si accrescono. In genere si manifestano con episodi di breve durata, bassa frequenza ed alta intensità. Nelle zone apicali possono essere attivi fenomeni legati esclusivamente all'azione della gravità come i crolli, gli scivolamenti e i colamenti.

Differenze Reologiche delle tipologie di trasporto

I flussi fluvio-gravitativi (*debris-flow*, *mud-flow*, *hyperconcentrated flow* e *water flood*) rappresentano i processi che maggiormente partecipano alla costruzione del conoide. Costituiscono delle miscele di solidi ed acqua che a seconda delle concentrazioni possono assumere un comportamento più simile ad un fluido monofase o bifase. L'analisi della loro reologia consente di comprendere le dinamiche che regolano l'evoluzione e la propagazione dei processi e di giustificare le relative caratteristiche geomorfologiche e sedimentologiche.

Dal punto di vista reologico i *water flood* costituiscono dei flussi con comportamento assimilabile a quello dei fluidi newtoniani (Figura 6). Questi non presentano una resistenza al taglio e si deformano proporzionalmente alla velocità dello sforzo applicato. In un *water flood* reale a causa della presenza di una quantità seppur minima di sedimenti, sussiste una resistenza al taglio proporzionale allo sforzo applicato e valutata minore di 10 N/m^2 (Kang & Zhang, 1980; Mingfu *et al.*, 1983; Costa, 1988). Considerando la distribuzione delle velocità in una sezione, il profilo assume una forma parabolica con velocità crescente verso l'alto e massima nella superficie. Pertanto anche il profilo della concentrazione dei sedimenti appare non uniforme. Questo perché il solido e l'acqua costituiscono due fasi separate, che si muovono a velocità differenti. In particolare i sedimenti si concentrano sul fondo ed in minima parte si muovono in sospensione. Il movimento è trasmesso dalla componente liquida a quella solida ed ha inizio quando sono superate le condizioni di "moto incipiente", cioè quando lo sforzo tangenziale indotto dalla corrente sui granuli del fondo è maggiore dello sforzo resistente degli stessi. Una volta messe in moto le particelle scivolano, rotolano o saltano granulo a granulo, a seconda del loro peso, delle dimensioni e della velocità della corrente. Sia per il trasporto di fondo, sia per quello in sospensione, il fenomeno viene accentuato dalla turbolenza della corrente.

L'incremento della concentrazione di sedimenti determina il cambiamento delle proprietà del flusso, come l'aumento della viscosità e della densità e la diminuzione della velocità di caduta delle particelle che consente a quelle di dimensioni minori di rimanere più a lungo in sospensione (Nordin, 1963). Un differente tipo di flusso noto come *hyperconcentrated flow* è stato nominato per la prima volta da Beverage & Culbertson (1964). In letteratura lo stesso processo è noto anche con altre terminologie come *debris flood* o *mud flood* (Bates & Jackson, 1987; Gagoshidze, 1969). Per essi la concentrazione di sedimenti rappresenta tra il 40% ed il 70% in peso e tra il 20% ed il 47% in volume (Beverage & Culbertson, 1964). Le componenti solida e liquida costituiscono due fasi separate, ma rispetto ai flussi precedenti si caratterizzano per un consistente aumento dei sedimenti più sottili che comportano l'insorgere di una maggiore resistenza al taglio valutata come compresa tra 10 e 40 N/m^2 (Costa, 1988). Queste caratteristiche segnano il passaggio ad un flusso non-newtoniano, in corrispondenza del quale diversi autori pongono la soglia inferiore dei flussi

hyperconcentrated flow (Qian *et al.*, 1981; Pierson & Costa, 1987; Rickernmann, 1991; Xu, 2002, 2003). I flussi iperconcentrati si caratterizzano prevalentemente per grandi quantità di sabbia che superano quelle dei sedimenti più piccoli, pertanto il punto in cui le sabbie superano limi e le argille definisce il limite inferiore dei flussi iperconcentrati (Pierson, 2005). Le sabbie sono trasportate in sospensione, ma occasionalmente possono venire a contatto con il fondo, mentre i ciottoli e le ghiaie si muovono sul fondo, seppure per alcuni secondi possono restare in sospensione. Diversi studi (Cao & Qian, 1990; Xu, 1999) hanno dimostrato che le grandezze medie delle sabbie trasportate aumentano con l'aumento della concentrazione dei materiali più sottili. Le particelle più piccole sono mantenute in sospensione dalla turbolenza. I flussi iperconcentrati possono formarsi sia a partire da *water flood* nel quale si verifica un incremento del carico iniziale di sedimenti in sospensione, sia da un *debris flow* che perde parte del materiale trasportato. Nel primo caso il nuovo materiale può essere eroso dal fondo e dalle sponde (Beverage & Culbertson, 1964; Major *et al.*, 1996; Pierson *et al.*, 1996) o può essere apportato dall'accadimento di una frana (Kostaschuk *et al.*, 2003). Nel secondo invece, l'*hyperconcentrated flow* si può generare a seguito della deposizione del carico solido dell'iniziale *debris flow* oppure per l'aumento della componente liquida che diluisce l'intera miscela. In entrambi i casi il contenuto di materiale fine non deve essere particolarmente elevato e il *debris flow* deve essere sufficientemente ampio per presentare una buona mobilità e percorrere anche notevoli distanze (Pierson & Scott, 1985; Scott, 1988; Smith & Lowe, 1991; Major *et al.*, 1996).

I *debris flow* presentano un comportamento reologico completamente differente dai precedenti flussi. In essi, infatti, le particelle solide e la componente liquida si muovono contemporaneamente, alla stessa velocità come un unico corpo viscoplastico (Johnson, 1970).

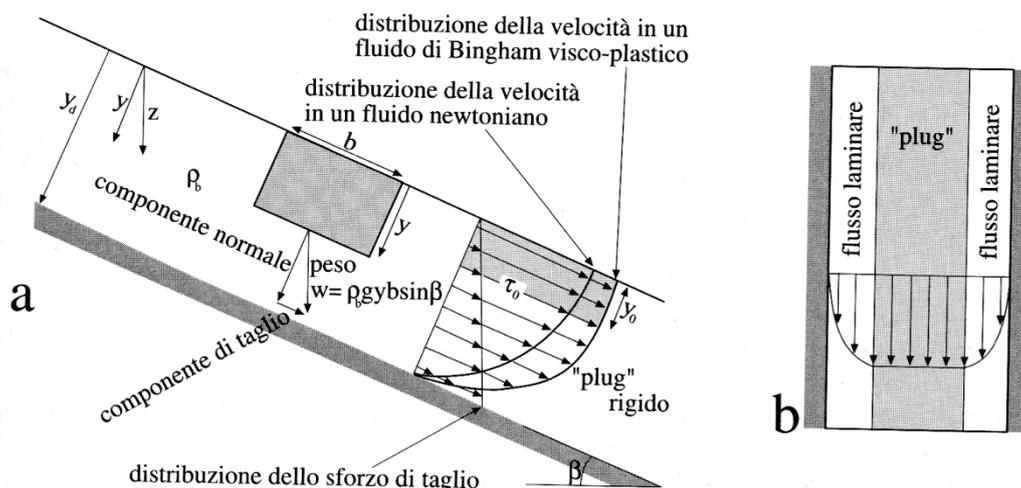


Figura 6- In a) distribuzione dello sforzo di taglio e della velocità per un fluido newtoniano e visco-plastico di Bingham su pendio definito. In b) distribuzione della velocità sulla superficie di un debris flow (da Pasuto e Tecca, 2000)

Il solido costituisce tra il 70 ed il 90% del peso totale e tra il 47% ed il 77% del volume. L'attivazione di questi fenomeni avviene quando la resistenza al taglio supera 40 N/m^2 . Il modello reologico che meglio ne riassume il comportamento è stato presentato da Bingham (Figura 6) per il quale il flusso si verifica solo se lo sforzo di taglio applicato supera una certa resistenza di taglio τ_0 (*Yield Strength*), oltre la quale la deformazione cresce linearmente con il crescere dello sforzo

tangenziale applicato. Considerando una sezione, la velocità del flusso cresce con un andamento parabolico, al di sopra di una certa profondità (y_0) la resistenza di soglia (τ_0) è superata ed il materiale si muove con velocità uniforme in assenza di una deformazione interna (*rigid plug*). Il termine *rigid plug* fu utilizzato per la prima volta da Johnson (1970) e indica la zona centrale del flusso che si muove apparentemente come un unico corpo su una superficie di scivolamento posta in prossimità del fondo (Figura 6). L'analisi della reologia spiega perché i depositi derivanti presentano un aspetto massivo ed uniforme.

Nei *debris flow* la resistenza al flusso dipende dalla viscosità, dalla coesione tra le particelle e dal loro angolo di attrito interno. La coesione e l'angolo di attrito interno causano resistenza al flusso sia in condizioni statiche, sia dinamiche, mentre la viscosità influenza la resistenza del flusso solo durante il movimento. I sedimenti sono trasportati dalle forze di coesione, dalla forza di galleggiamento, dalle forze di interazione tra i granuli ed in parte minore rispetto agli altri flussi dalla turbolenza (Costa, 1988). La coesione dipende dalla concentrazione di argilla. La forza di galleggiamento costituisce il meccanismo di trasporto che maggiormente supporta le particelle solide e che riesce a sollevare e tenere in movimento tra il 75% ed il 90% del peso totale del solido (Costa, 1988). I *debris flow* contengono una buona concentrazione di ciottoli che possono essere depositi anche prima dell'arresto del flusso a causa dell'effetto barriera provocato dai clasti posti sul fronte e lateralmente o dagli alberi e dagli ostacoli scontrati durante il percorso (Pierson, 1985; Blair, 1987).

Fattori che influenzano la tipologia di trasporto

La tipologia di trasporto prevalente in un sistema bacino-conoide è controllata da fattori litologici, morfometrici, climatici e tettonici. La litologia del bacino attraverso le sue caratteristiche di fratturazione, stratificazione, foliazione e la differente risposta all'alterazione chimica, influenza il volume e la granulometria del detrito.

I *debris flow* si sviluppano dove sono presenti depositi poco selezionati e soprattutto quantitativi considerevoli di limi ed argille (Blair, 1999c). Litologie favorevoli alla produzione di *debris flow* sono le marne, le rocce vulcaniche, le rocce pelitiche e metamorfiche. Quelle che invece producono detrito più grossolano, dell'ordine della sabbia e delle ghiaie come ad esempio i graniti e le rocce quarzose, presentano una maggiore permeabilità che raramente consente il raggiungimento dello stato di saturazione. In tal caso sono favoriti processi del tipo crolli, *debris flow* privi di matrice o *water flood*.

Tra i fattori morfologici un ruolo decisivo è dato dalla forma del bacino, in quanto da esso dipendono altre caratteristiche come il profilo dell'asta principale, la pendenza dei versanti, il rilievo e la capacità di immagazzinamento dei detriti (Blair & McPherson, 1994a).

La pendenza dei versanti, insieme alla litologia, determina la tipologia di processi di erosione e produzione del detrito che può verificarsi nel bacino, mentre il rilievo ne influenza la granulometria. L'esposizione e l'orientazione rispetto alla direzione delle piogge controllano l'intensità dei processi di trasporto e di erosione chimica e fisica. L'area del bacino assume un controllo sulla rapidità di trasmissione dei sedimenti verso il conoide e sulla loro capacità di immagazzinarsi negli alvei e nelle depressioni. Nei bacini piccoli, ad esempio, il materiale è rapidamente trasmesso a valle, mentre man mano che aumenta l'estensione, cresce anche la possibilità di trattenerli ed accumularli in settori delle aste torrentizie a più bassa pendenza. In questi casi la velocità di crescita del conoide risulta molto più bassa. Se ne deduce che all'aumentare dell'area del bacino aumenta la

frequenza di tratti a bassa pendenza dell'asta principale, dalla quale dipendono i processi d'immagazzinamento o erosione. Blair & McPherson (1994a) infatti affermano che il corso d'acqua erode il detrito nei tratti in cui presenta delle pendenze medie maggiori di 7°, mentre tende ad accumularlo dove sono minori di 7°.

Il clima rappresenta probabilmente il principale fattore d'influenza sulla produzione e la mobilitazione del detrito attraverso il controllo della velocità e dell'entità del *weathering* e l'accadimento di piogge molto intense, che superando la capacità di infiltrazione del suolo, riescono a generare un deflusso considerevole. Esso inoltre determina lo sviluppo della vegetazione che a sua volta regola il tasso di produzione del sedimento. L'aumento della vegetazione, infatti, incrementa lo spessore dei suoli, l'alterazione delle rocce, la produzione di granulometrie argillose, ed allo stesso tempo aumenta la stabilità dei versanti attraverso l'azione meccanica delle radici.

Nei primi studi condotti si riteneva che la tipologia di trasporto fosse relazionata alle condizioni climatiche, ed in particolare che i *debris-flow* fossero favoriti dai climi aridi (*dry fans*) (Sharp & Nobles, 1953; Bull, 1964a; Hooke, 1967; Wasson, 1977); mentre i *water flood* dai climi umidi (*wet fans*). Le ricerche successive hanno dimostrato che in realtà conoidi con entrambe le tipologie di trasporto si rinvenivano sia in regioni desertiche, sia temperate (Harvey, 1984; Blair, 1985; 1987; Nemeč & Postma, 1993).

L'ultimo fattore di controllo è la tettonica (Mark & Rasmussen, 1984): essa influenza sia le dimensioni del bacino, sia la produzione del detrito attraverso i piani di fratturazione. I sistemi bacino-conoide impostati in aree tettonicamente attive, sono più estesi di quelli presenti in aree stabili poiché godono della produzione continua di sedimenti (Bull, 1972).

2.1.3 Processi di deposizione: i conoidi alluvionali.

Il più vistoso e caratteristico riscontro morfologico dell'azione pulsante di rimozione, trascinalamento e deposito dei materiali da parte dei corsi d'acqua a regime torrentizio, è rappresentato dai conoidi alluvionali (*alluvial fan*). Questi presentano una forma a cono che inizia a svilupparsi nel punto in cui si verifica la rottura di pendenza tra il fronte montuoso ed il fondovalle (Bull, 1963; 1964a; 1977). Alcuni autori hanno usato il termine *alluvial cone* per separare dai conoidi propriamente detti, piccoli corpi pendenti più di 20° che si formano sia per processi di deposizione fluviale, sia di rimobilizzazione di massa (Bull, 1977).

Nelle fasce pedemontane più sviluppate i conoidi tendono ad anastomizzarsi costituendo un'area di deposito chiamata *bajada* (Eckis, 1928) o *alluvial slope* (Hawley & Wilson, 1965), in cui è difficile distinguere ogni singolo corpo. La maggior parte degli studi condotti ha interessato conoidi ubicati in aree climatiche aride o semiaride ma ricerche più recenti si sono interessate anche di quelle in regimi a clima umido e temperato (Harvey, 1986; Kochel, 1990; Sohn *et al.*, 1999; Gomez-Villar & Garcia-Ruiz, 2000; Saito & Oguchi, 2005; De Scally & Owens, 2004).

Affinché un conoide si formi ed evolva è necessaria la coalescenza di tre fattori. Il primo consiste nella presenza di un'area depressa che borda i rilievi montuosi, costituita da settori tettonicamente attivi come *rift* bordati da faglie tipo *strike slip*, bacini di *pull-apart*, bacini di avanfossa. La seconda consiste nella capacità del bacino idrografico di produrre sedimenti in quantità elevate e continui nel tempo. Essa è favorita dal *weathering* e dall'elevata energia di rilievo (Blair & McPherson 1994a;1994b), in particolare il primo si sviluppa dove le rocce sono fratturate e tettonizzate, il secondo aumenta gli effetti della gravità e dell'erosione (Schumm, 1973; 1977; Ahnert, 1970).

Il terzo fattore è costituito da piogge intense e di breve durata, eventualmente precedute da periodi molto piovosi o nevosi (Caine, 1980; Cannon & Ellen, 1985) o dalla rapida fusione dei ghiacci e delle nevi (Beaty, 1990).

L'evoluzione di un conoide è regolata dagli equilibri che legano i processi di deposizione ed erosione come testimoniato dallo sviluppo dei corpi multipli e dalla presenza di canali incisi nei settori apicali. Tale evoluzione può essere spiegata attraverso l'equazione di Lane (1955) che sostiene un equilibrio dinamico tra le portate liquide (Q) e solide (Q_s), la pendenza del fondo (S) e la quantità e dimensioni dei sedimenti (D_{50} diametro medio dei sedimenti sul fondo):

$$Q S \approx Q_s D_{50} \quad (2.1)$$

Un aumento del primo membro innesca fenomeni erosivi come l'approfondimento dell'alveo e l'incisione, mentre un aumento del secondo comporta la deposizione e l'accrescimento del conoide. Numerosi sono i fattori che possono intervenire a modificarla sia di origine antropica (interventi nel bacino idrografico, sistemazioni dell'alveo come stabilizzazione del fondo e delle sponde, costruzione di briglie e vasche di espansione), sia naturale tra cui le variazioni climatiche e i movimenti tettonici (Frostick & Reid, 1989).

I cambiamenti climatici sono tra più rilevanti (Bull, 1977; Harvey, 1984, 1987; 1988; 2002; Don, 1994; Pope *et al.*, 2003 Robustelli *et al.*, 2005) perché influenzano la magnitudo e la frequenza degli eventi alluvionali. Generalmente le fasi di deposizione sono riferite a periodi aridi con scarse coperture vegetali e disponibilità di materiali per l'erosione e il trasporto (periodo di resistasia), le fasi d'incisione, invece si verificano in periodi più umidi con vegetazione fiorente, suoli ben sviluppati e produzione di poco carico solido (periodo di biostasia).

Parallelamente alla teoria climatica altri autori ne hanno formulate altre, ad esempio, Bull (1964a; 1964b) ritiene che la principale causa dell'innescamento di processi d'incisione consista nella variazione dell'intensità delle piogge; Schum (1973) afferma che le proprietà dei conoidi non sono da attribuite a fattori esterni, ma ad una capacità di autoregolazione che li porta ad accrescersi fino ad una certa soglia di pendenza oltre la quale s'innescano una fase di approfondimento dell'alveo.

Il secondo fattore di controllo naturale è la tettonica, che influenza la forma sia del bacino, sia del conoide, la capacità di produrre sedimenti e l'entità delle incisioni. L'analisi del rapporto geometrico tra i corpi multipli, può fornire delle informazioni sull'esistenza di una tettonica recente e sui rapporti tra tassi di deposizione e di *uplift* (Keller, 1986). A tal proposito Bull (1972; 1977) ha proposto un modello, ripreso in seguito anche da altri autori (Santangelo, 2003), secondo il quale due corpi sovrapposti (Figura 4a) si sviluppano quando i tassi di sollevamento della catena sono maggiori di quelli di trasporto da parte dei corsi d'acqua, al contrario quelli incastrati (Figura 4b) indicano tassi di incisione maggiori di quelli di *uplift*. Ulteriori informazioni possono essere ricavate dalla presenza di anomalie nelle caratteristiche morfometriche di apparati di conoide coevi, le quali possono indicare la presenza di faglie che dividono il fronte montuoso in due settori con diversi tassi di sollevamento (Hooke, 1972; Rockwell *et al.*, 1984).

Conoidi associate a processi da water flood

I processi che dominano i conoidi da *water flood* sono flussi idrici di bassa frequenza ed alta magnitudo noti come *water flood* (sensu Costa, 1988) o *sheetfloods* (sensu Hogg, 1982) che si caratterizzano perchè riescono a muoversi per distanze limitate dall'alveo. Il superamento degli argini e l'invasione della superficie del conoide si verificano a seguito di piogge di elevata intensità

(Blair, 1987). Eventi tipo crolli, frane e *debris flow* possono occorrere in corrispondenza delle zone apicali (Figura 7), in tal caso i depositi di *debris flow* assomigliano a quelli tipici dei conoidi *debris flow dominated* eccetto per il fatto che contengono una mistura di clasti sia arrotondati, sia spigolosi e che la matrice è di tipo sabbioso (Miall, 1978b).

I conoidi *water flood dominated* possono caratterizzarsi per la presenza di corsi d'acqua a deflusso idrico perenne, con pattern di tipo dicotomico (Miall, 1977) in cui ogni singolo canale presenta una morfologia *braided* o meandriforme. Il canale è inciso nella zona più prossima all'apice, e poco profondo a valle dell'*intersection point*, talora sono presenti canali tributari.

Il rapporto larghezza profondità degli alvei è molto elevato e generalmente maggiore di 12 (Schumm, 1960; De Sloges & Gardner, 1984).

Durante un singolo episodio alluvionale è interessata solo una parte del conoide, ma in tempi lunghi, il ripetersi degli eventi comporta che tutta la superficie attiva venga alluvionata (Rust, 1978).

Le tracce lasciate da questo tipo di alluvione sono composte da in resti di vegetale o detrito incastrati nei rami degli alberi e dalla vegetazione cespugliosa piegata secondo il verso della corrente (Figura 11).

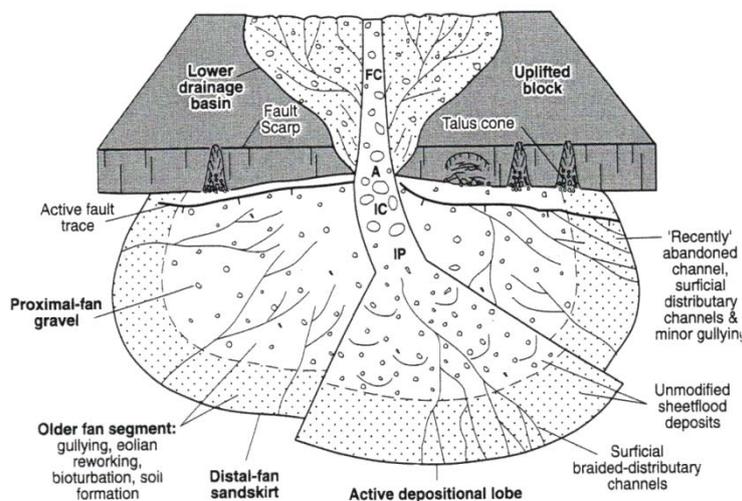


Figura 7- Schema dei processi primari e secondari in un conoide dominata da processi tipo water flood. Modificato da Blair & McPherson, 1994a.

Nelle zone apicali il flusso è concentrato nel letto, dove si formano strutture da *sheet bars*, i clasti maggiori presentano l'asse *b* di dimensioni medie di circa 15 cm. Nelle zone mediane, i flussi iniziano a separarsi in diversi rami ed i sedimenti presentano grandezze variabili tra 15 e 5 cm. In quelle distali le dimensioni dei clasti variano dal ghiaietto alle sabbie. Comunemente i detriti presentano spigoli arrotondati poiché durante il trasporto vengono abrasati, erosi e ridotti di dimensioni (De Scally & Owens, 2005).

Lungo la direzione di flusso si verifica un cambiamento della tipologia delle barre che da longitudinali diventano trasversali specie dove la granulometria è sabbiosa (Smith, 1974; Boothroyd & Nummedal, 1978).

Le pendenze medie variano dai 2° a 8° ed il profilo longitudinale è concavo con una diminuzione della pendenza verso valle che riflette la variazione granulometrica.

I bacini di alimentazione sono generalmente caratterizzati da coperture con granulometrie ghiaiose o sabbiose che possono mobilizzarsi in occasione di precipitazioni intense o improvvisa fusione delle nevi.

Dall'analisi dei depositi è possibile individuare il processo dominante di messa in posto (Wells & Harvey, 1987). Questa tipologia di conoidi si caratterizza per una prevalenza di clasti dalla granulometria variabile dalle sabbie grosse ai ciottoli, in genere isorientati ed embriciati.

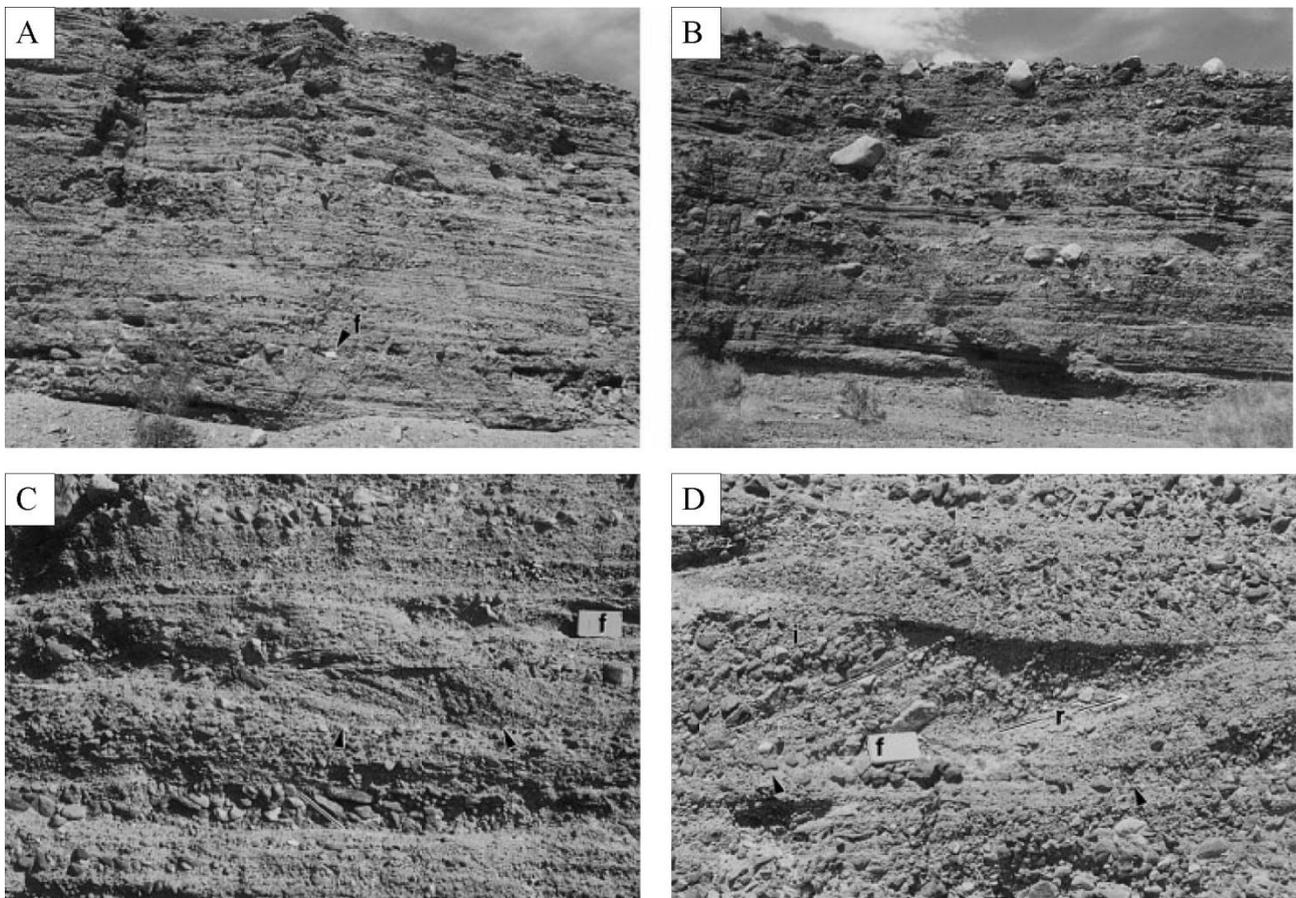


Figura 8- In a e b depositi stratificati planari. In c e d strutture ad antiduna. Da Blair, 1999a

In seguito si descrivono le facies maggiormente rinvenute in bibliografia:

- Facies costituita da alternanze ritmiche di strati sabbiosi e ghiaiosi, ad assetto orizzontale o clinostratificato verso valle (Figura 8a, Figura 8b), il cui passaggio è netto e non erosivo. Nel complesso la struttura risulta clasto-sostenuta. Gli strati di ghiaia presentano un *fabric* ben sviluppato, spesso costituito da clasti embricati con il piano *a-b* immergente verso l'apice del conoide. Quest'organizzazione risulta tipica del trasporto sul fondo (Walker, 1975a,b). Gli strati a clasti più sottili sono composti da sabbie sottilmente laminate. È possibile rinvenire clasti più grandi che costituiscono degli *outsized* trasportati per processi di rotolamento. La *facies* è riconosciuta in contesti climatici anche molto differenti (Blair & McPherson, 1994a, 1994b; Blair, 1987; Blair, 1999a; Harvey, 1984; Mack & Rasmussen, 1984; Kochel, 1990; Sorriso-Valvo *et al.*, 1998; Well & Harvey, 1987; Zanchetta *et al.*, 2004). In riferimento alla nomenclatura utilizzata da alcuni di questi autori viene nominata come *Facies A* da Blair (1999a) e *Gh* da Zanchetta *et al.* (2004).

- Facies costituita da strati inclinati di sabbie e ghiaie con struttura a laminazione incrociata (Figura 8c, Figura 8d). Gli strati (*backsets*) possono presentare un'immersione sia inversa sia concordante con quella del conoide (Zielinski, 1982). È molto meno comune della precedente e si caratterizza per l'assenza di ciottoli grossolani e blocchi. È ampiamente descritta da Blair e McPherson (Blair, 1999a; Blair & McPherson, 1994b) per i conoidi della *Death-Valley (Facies B)*; viene individuata anche da Rust (1972) ed indicata come *facies 6* e da Miall (1977, 1978a, 1978b) ed Evans (1991) come *Gt (trough-crossbedded gravel)*.

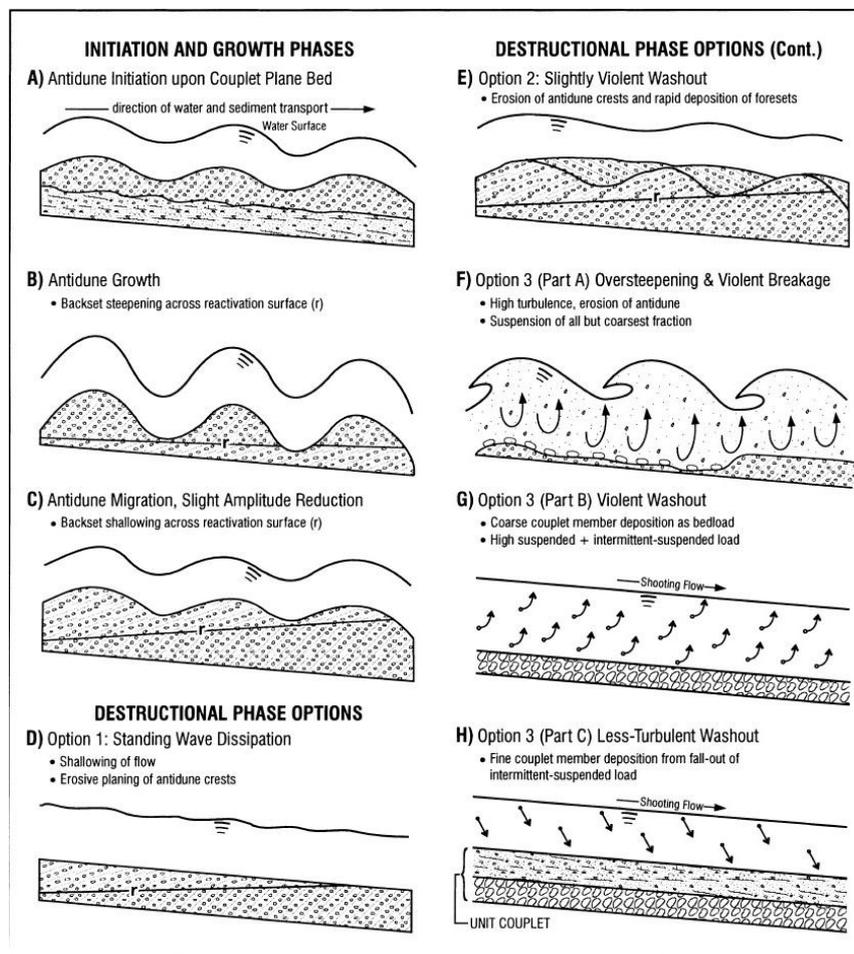


Figura 9- Schema di messa in posto delle *facies* da *water flood*. Da Blair, 1999a.

L'origine di queste due *facies* risulta comune e legata a processi di esondazione da parte del corso d'acqua principale. La formazione della seconda (*facies B* di Blair, 1999a) inizia quando la piena si trova nella fase di crescita (Figura 9a) durante la quale si sviluppano delle antidune la cui altezza aumenta con l'aumentare dell'ampiezza dell'onda di piena (Gilbert, 1914; Blair, 1999a). I *backsets* possono presentare angolazioni differenti a seconda del tirante.

Se la corrente diminuisce lentamente è possibile che l'abbassamento sia tale da erodere parte dell'antiduna, per cui i depositi rimasti saranno costituiti da strati planari al cui interno contengono *backsets* (Figura 9d). Se subito dopo l'erosione ricomincia una fase di risalita della corrente o un cambio dell'altezza della lama d'acqua, la sedimentazione riprende con una diversa angolazione dei *backsets* (Figura 9e).

Nel caso in cui l'abbassamento del livello idrico avviene velocemente è favorita la messa in posto della prima *facies* descritta (*facies A* di Blair, 1999a). Per essa, infatti, l'abbassamento violento della

corrente comporta l'erosione delle antidune (Figura 9f) e la sedimentazione dei clasti più grossolani trasportati sul fondo (Figura 9g). Quelli più sottili rimasti in sospensione saranno depositi per decantazione appena diminuirà la turbolenza, andando a costituire uno strato uniforme (Figura 9h) che ricopre il precedente (Simons & Richardson, 1966).

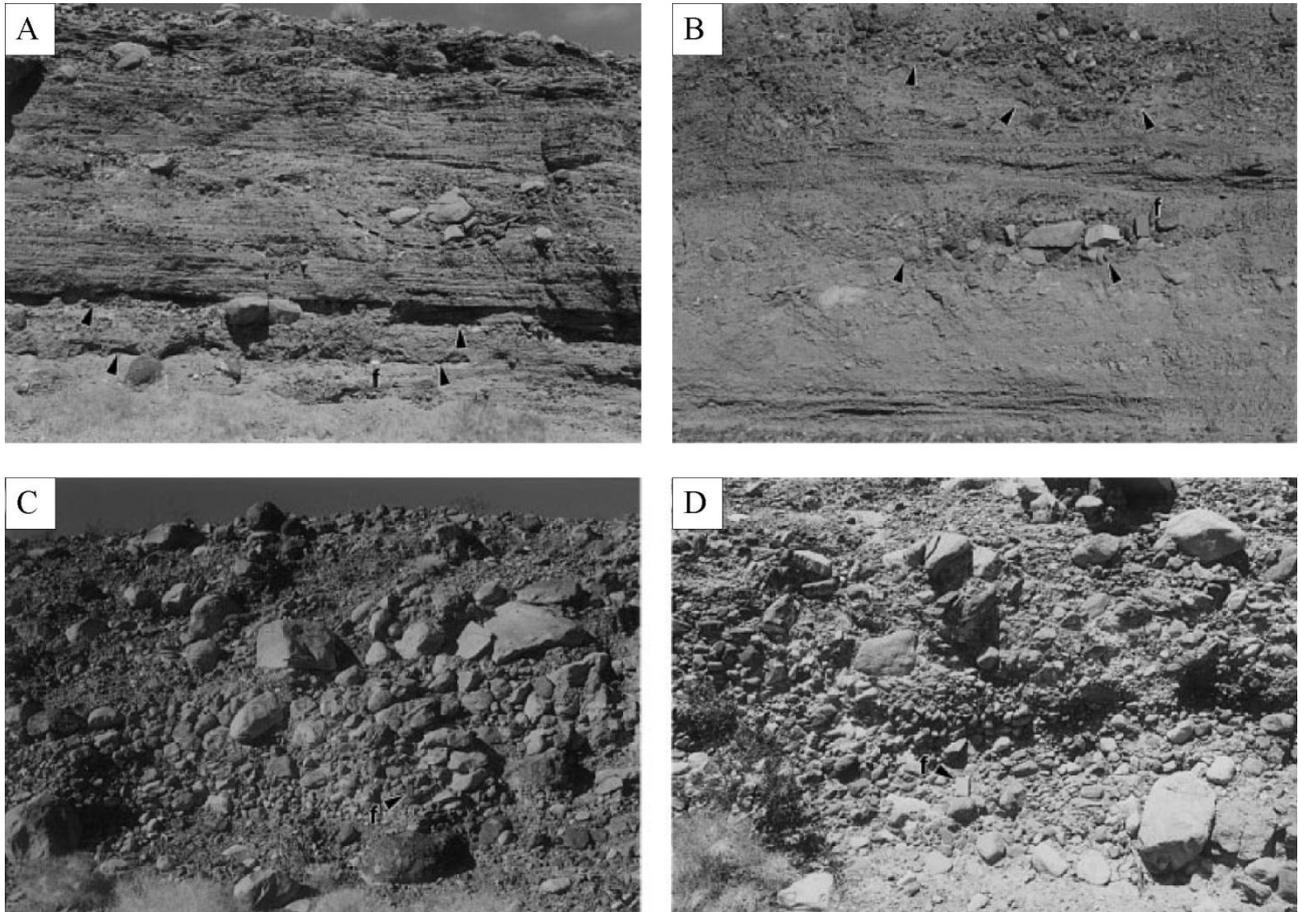


Figura 10- In *a* e *b* depositi di riempimento dei *gully*. In *c* e *d* depositi di riempimento dei canali incisi. Modificata da Blair, 1999a.

Altre strutture meno diffuse sono localizzate in prossimità dei canali:

- *Facies* a struttura clasto-sostenuta e poco ordinata, costituita da elementi variabili dall'ordine delle sabbie ai ciottoli. Quelli ghiaiosi con forma allungata presentano embriatura, quelli dell'ordine della sabbia costituiscono la matrice (Figura 10a e Figura 10b). Questi depositi si raccordano agli altri sottostanti tramite superfici di erosione a forma di canale o di lente. È riconosciuta come *facies C* da Blair (1999a) ed attribuita a processi di erosione e trasporto all'interno di *rill* e *gully*. Costituisce materiale di riempimento, rimaneggiato dalla superficie del conoide da flussi d'acqua, non catastrofici e con un basso tasso di carico solido.
- *Facies* caratterizzata da una struttura clasto-sostenuta poco o non organizzata costituita da ghiaie, piccoli blocchi dalla forma angolata o sub-arrotolata e sabbia grossolana negli interspazi (Figura 10c e Figura 10d). Localmente si rinviene una debole stratificazione ed embriatura di alcuni clasti. Blair (1999a) interpreta questa *facies* (*facies D*) come costituita da materiale di riempimento dei canali incisi che collegano il bacino con il conoide.



Figura 11- Osservazioni post evento. In *a* deposito da *debris flow*; in *b* e *d* deposito da *water flood*; in *c* deposito da *hyperconcentrated flow*.

Conoidi associate a processi da debris flow

I processi di trasporto da *debris flow* s'innescano quando un flusso idrico prende in carico una massa di sedimenti sciolti (Johnson, 1970) già presente in alveo o proveniente dai versanti per mezzo di un evento gravitativo. La trasmissione dei *debris flow* si attua con pendenze dei versanti variabili tra 27° ed 56° (Campbell, 1975) e del corso d'acqua di almeno 15° (Kellerhals & Church, 1990), ma più comunemente di circa 25° (VanDine, 1985). A causa della rarità con cui si verificano eventi piovosi ad alta intensità e dei tempi di produzione e ricarica del materiale detritico, la frequenza di accadimento è stata stimata da diversi autori come variabile tra 300 e 10.000 anni (Costa, 1988; Hubert & Filipov, 1989; Kochel, 1990; Bardou & Jaboyedoff, 2008). Studi condotti presso le Alpi Italiane invece hanno individuato, per queste aree, riattivazioni con cadenza di 4-5 anni, ed in alcuni casi di addirittura un anno (Marchi *et al.*, 2001).

I conoidi dominati da processi di *debris flow* (Figura 12) sono costituiti prevalentemente da depositi caotici. Possono presentare o no un canale attivo inciso nella parte apicale. I processi primari sono costituiti da frane che producono materiali sedimentati in zone localizzate immediatamente alla base dei versanti. La tipologia di trasporto prevalente genera lobi ed argini inclinati. Più deposizioni successive possono avvenire nelle stesse aree o in zone differenti, formando corpi sovrapposti o coalescenti.

Sulla superficie dei settori inattivi generalmente si formano dei *gully* all'interno dei quali si attivano i processi secondari di trasporto e sedimentazione.

La caratteristica principale dei conoidi interessate da *debris flow* è costituita dalla presenza di argini laterali al canale (Figura 11a) lungo la zona di transizione e da lobi terminali in quella di

deposizione (Costa, 1985; Welsh & Davies, 2010). Questi depositi risultano più spessi in prossimità dell'alveo e presentano una granulometria decrescente verso l'esterno. La loro messa in posto può essere spiegata considerando l'esistenza della *rigid plug*: infatti, quando il flusso si assottiglia se raggiunge lo spessore critico y_0 , tenderà ad arrestarsi determinando l'insorgere di queste tipiche forme.

Sempre legato al *rigid plug* è la forma a U che assumono i canali nei quali si verifica la propagazione del *debris flow* (Johnson, 1970; Costa, 1988; De Sloges & Gardner, 1984).

Altre caratteristiche geomorfologiche sono rappresentate dalla presenza sulla superficie del conoide di depositi ghiaiosi o blocchi sparsi e dal basso rapporto larghezza/profondità degli alvei (Johnson, 1970, Costa & Jarett, 1981; Davies, 1997; Jakob & Hungr 2005; Welsh & Davies, 2010). Gli alberi possono riportare i segni di eventi passati fino ad essere addirittura troncati. Subito dopo l'evento, il materiale più fine mantella la vegetazione ed i blocchi, mentre i tronchi degli alberi possono presentare il lato rivolto verso monte eroso.

Dal punto di vista morfometrico i conoidi sono generalmente piccoli e molto inclinati con angoli variabili da un minimo di 8° ad un massimo di 20° , con profili longitudinali rettilinei e uniformi.

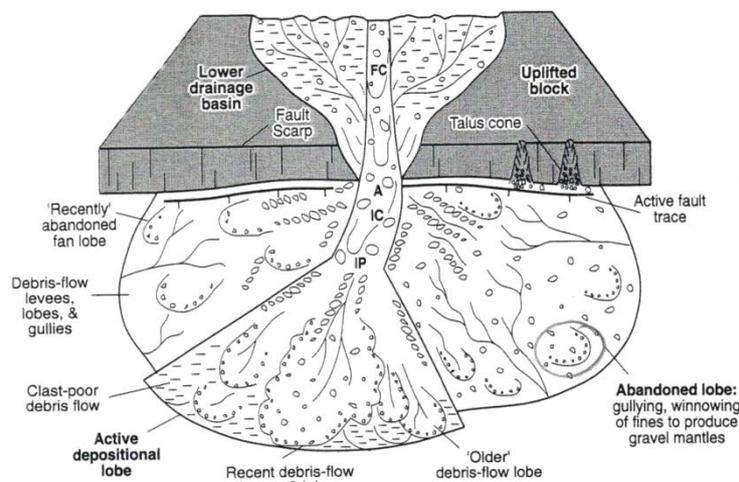


Figura 12- Schema dei processi primarie e secondari in un conoide dominato dai debris flow. Modificato da Blair & McPherson, 1994a

Al contrario dei conoidi da *water flood* non mostrano una chiara relazione tra pendenza e massima grandezza dei clasti (Bloothroyd & Nummedal, 1978), nonostante talora si nota una diminuzione, con la pendenza, della granulometria e dello spessore. I clasti presentano spigoli vivi o leggermente smussati perchè durante la fase di trasporto sono immersi nella matrice che li protegge dai processi di abrasione (Ibbeken *et al.*, 1998), pertanto conservano caratteristiche di arrotondamento molto simili a quelle che presentavano nel bacino.

I bacini idrografici di alimentazione sono mantellati di depositi colluviali e sedimenti a granulometria sottile, che in prossimità di vulcani sono costituiti da depositi vulcanici.

Dal punto di vista sedimentologico si caratterizzano per un aspetto caotico e massivo. I clati presentano una granulometria variabile dalle argille ai blocchi in cui i primi costituiscono il supporto per i secondi. Talora sono inglobati anche rami e tronchi che vanno a costituire il detrito vegetale (Hubert & Filipov, 1989). Le *facies* maggiormente diffuse sono due:

- *Facies a struttura matrice sostenuta* costituita da clasti variabili dalle ghiaie ai ciottoli immersi in una matrice argillosa. Quelli dell'ordine dei blocchi possono essere presenti, ma

costituiscono degli *outsized* (Figura 13a). I clasti sono generalmente sub-angolati o angolati. Si osserva una gradazione sia diretta, sia inversa. A seconda della densità dei sedimenti sono classificate due varianti: “*clast-rich*” o “*clast-poor*”(Blair, 1999b; Blair & McPherson, 1994a; 1994b). La *facies* è ampiamente documentata in bibliografia (Hubert & Filipow, 1989; Fisher, 1971; Kochel, 1990; Sohn *et al.*, 1999) e nominata *Facies A* (per i *debris flow dominated fans*) da Blair, 1999b; *Gms* da Miall (1977, 1978) e da Zanchetta *et al.* (2004).

- *Facies* a struttura clasto-sostenuta da moderata a poco organizzata costituita da ghiaie, ciottoli e talora da blocchi (Figura 13b). Alcuni clasti possono essere embriciati. Rispetto alla precedente si caratterizza per una maggiore organizzazione dei clasti e per una minore concentrazione o della matrice. È indicata come *Facies B* (per i *debris flow dominated fans*) da Blair, 1999b.

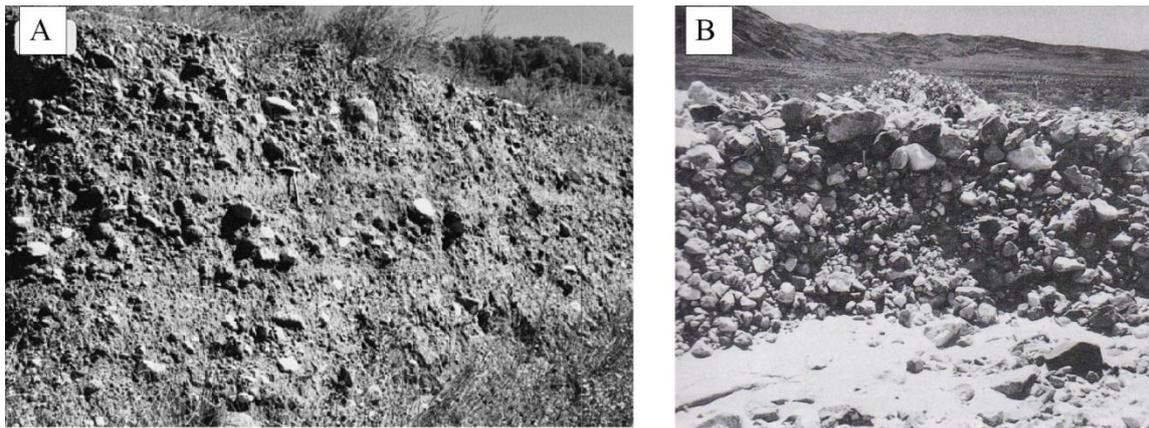


Figura 13- In a esempio di deposito da *debris flow* matrice sostenuto. Da Sorriso-Valvo *et al.*, 1998: In b esempio di deposito clasto-sostenuto. Modificato da Blair & McPherson, 1994b.

La prima *facies* è diagnostica di processi da *debris flow*; costituisce la parte centrale del *plug flow* e del lobo derivante, mentre la seconda ne va a rappresentare le aree laterali (Johnson, 1970; Blair & McPherson, 1998). Quest’ultima potrebbe essere facilmente associata a *hyperconcentrated flow*, ma se ne distingue per l’assenza di una stratificazione interna e per la forma dei depositi (Blair, 1999 b).

L’assenza di matrice è spiegata tramite processi di dilavamento che l’hanno allontanata verso valle oppure ammettendo che la loro messa in posto si sia verificata a seguito di un precedente evento che ha già ripulito il bacino della componente fine (Sharp & Nobles, 1953; Beaty, 1963; Pierson, 1980a, 1980b; Johnson, 1970; Blair & McPherson, 1998).

Alcuni autori notano, nei depositi messi in posto dallo stesso flusso, un passaggio tra *facies* attribuibili a diverse tipologie di trasporto. Due distribuzioni tipiche sono riportate nella figura 14. Nella prima (Figura 14a) un deposito di *debris flow* posto in corrispondenza delle aree apicali, viene diluito e per la progressiva riduzione del carico solido si trasforma in un *hyperconcentrated flow* nella zona mediana ed in un *water flood* in quella distale (Pierson & Scott, 1985; Smith, 1986; Scott, 1988; Pierson *et al.*, 1990).

Nella seconda (Figura 14c) il *debris flow* si popaga fino alle aree distali.

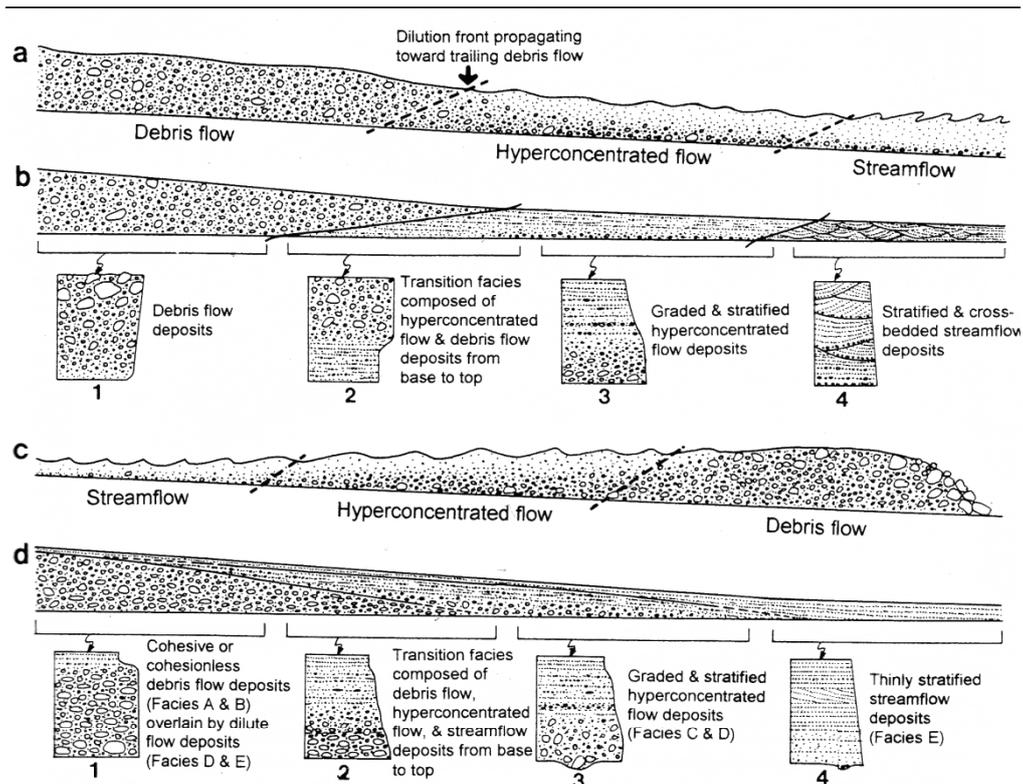


Figura 14- Paragone di due differenti stili di distribuzione delle facies attribuibili a diverse tipologie di trasporto. Da Sohn *et al.*, 1999.

Caratteristiche dei depositi associati ad Hyperconcentrated flow

Le evidenze geomorfologiche e sedimentologiche (Figura 11) che individuano un *hyperconcentrated flow* sono abbastanza simili a quelle dei *water flood*. I depositi di conoide presentano un *range* granulometrico che va dalle sabbie fini ai ciottoli (Pierson, 2005). In particolare, si caratterizzano per una percentuale di materiale sottile inferiore rispetto a quelle da *debris flow* e per un'organizzazione dei clasti minore di quelle da *water flood*. Le strutture possono essere sia massive, sia moderatamente stratificate (Scott, 1985).

Il flusso è costituito da due fasi: una solida composta da sabbia e ghiaia ed una che rappresenta il fluido interstiziale formato da acqua ed argilla. Sulla prima agisce la turbolenza, la seconda invece presenta una forte resistenza al taglio.

Le *facies* derivanti da questi flussi sono spesso costituite da alternanze di strati sabbioso-ghiaioso e strati più siltoso-argilloso (Druit, 1995; Sohn *et al.*, 1999). Quelle maggiormente documentate sono caratterizzate da:

- conglomerati a struttura sia matrice-sostenuta, sia clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbiosa (Figura 15a). I clasti ghiaiosi presentano una struttura talora disorganizzata, talora isorientata, in genere, si concentrano in strati che si alternano ad ulteriori livelli in cui aumenta la componente sabbiosa. Corrisponde alla *Facies C* secondo Sohn *et al.* (1999) e $Gm_{(a)}$ secondo Zanchetta *et al.* (2004).
- intercalazioni di sabbie stratificate o mediamente stratificate a struttura piano parallela e basso angolo di inclinazione (Figura 15b). Corrisponde alla *facies D* secondo Sohn *et al.*, 1999; Zanchetta *et al.* (2004) individuano due differenti sottofacies $Sh_{(a)}$ ed $Sh_{(b)}$ che si differenziano perché la prima presenta clasti a granulometria uniforme e ben stratificati, mentre la seconda si caratterizza per un'abbondante presenza di clasti *outsized*.

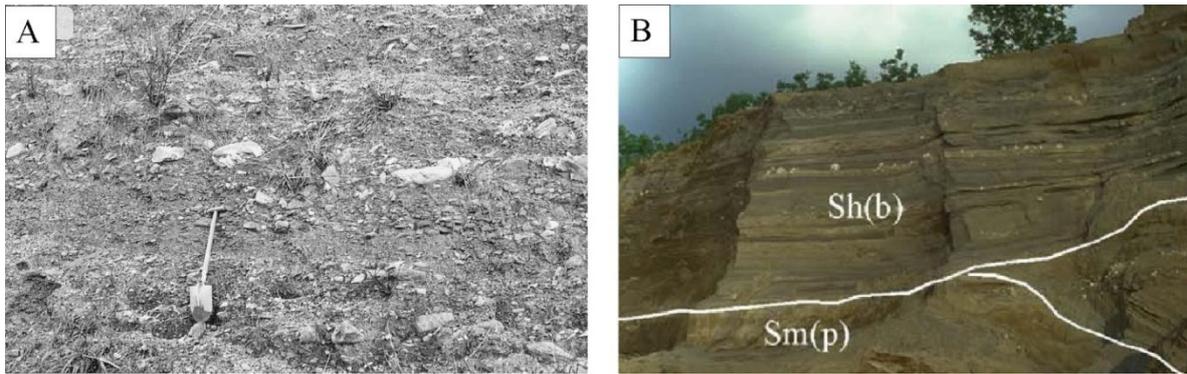


Figura 15- Esempi di *facies* da *hyperconcentrated flow*. In *a* *facies* ghiaioso sabbiosa. Modificato da Sorriso-Valvo *et al.*, 1998; in *b* *facies* sabbiosa, da Zanchetta *et al.*, 2004.

2.1.4 Stato di attività di un conoide

Lo stato di attività di un conoide non è di semplice individuazione: di solito si definisce o sulla base di calcoli ingegneristici, di simulazioni o di valutazioni geologico-geomorfologiche.

Dal punto di vista geomorfologico vengono valutati una serie di elementi in campo, su carta topografica e foto area tramite i quali si effettua l'analisi della morfologia (presenza e freschezza di lobi, *pattern* idrografico), dell'entità d'incisione dei corsi d'acqua, della documentazione di eventi alluvionali accaduti in epoca storica, della vegetazione, dell'età dei depositi e dello sviluppo dei suoli ed in particolare dell'orizzonte B (Bull, 1991; Cooke *et al.*, 1993; Dorn, 1994).

Nei contesti come quelli campani caratterizzati dai livelli vulcanici intervallati a quelli fluviali, il riconoscimento delle eruzioni può fornire un importante contributo per la datazione dei depositi e l'individuazione delle aree aggragate più recentemente.

Il termine attivo in genere si riferisce a quelle aree dove i processi di alluvionamento, erosione e deposizione sono occorsi in tempi relativamente recenti ed in cui, per il principio dell'attualismo, potrebbero accadere di nuovo. In questa tesi per l'individuazione delle aree di conoide attive è stato fatto riferimento alle definizioni proposte dell'NRC (1996) e dal FEMA (2000), secondo cui: un conoide o una parte di esso può essere considerato attivo, secondo i criteri di ordine geomorfologico, se sussistono le condizioni tali per cui il flusso può ancora determinare tutti quei processi tipici di erosione, trasporto e sedimentazione associati a questi ambienti. Il grado d'incisione del o dei canali rende incerta la valutazione dei percorsi di propagazione dei flussi e quindi di una più precisa definizione probabilistica di tali aree, rendendo difficile l'individuazione di sotto-settori all'interno dell'area attiva. Per tale motivo si ritiene che se i fenomeni di erosione e deposizione sono occorsi in una data area negli ultimi 100 anni, quella parte di conoide può essere certamente considerata attiva. Se l'alluvionamento e la deposizione sono avvenuti negli ultimi 1000 anni, risulta comunque elevata la probabilità di accadimento di future alluvioni.

È più difficile invece determinare l'attività di una porzione del conoide interessata a sedimentazione in un periodo maggiore di 1000 anni.

2.1.5 Tipologia di trasporto e caratteristiche morfometriche del sistema bacino-conoide.

L'analisi morfometrica costituisce il mezzo utilizzato dalla geomorfologia per lo studio quantitativo delle forme; la nascita di questa nuova branca viene fatta risalire al dopoguerra con Horton (1945) e Strahler (1957). Nell'ambito dell'analisi dei sistemi bacino-conoide i primi studi a carattere

morfometrico risalgono agli anni '60 con Melton (1965) e Bull (1962). Questi inizialmente hanno interessato la descrizione delle principali caratteristiche morfometriche e le relazioni intercorrenti tra esse, solo in seguito ed in particolare dagli anni '80, sulla base di alcuni studi condotti per le *Canadian Rockies*, si è passati a verificare se l'analisi morfometrica possa costituire un dato per discriminare la tipologia di deposito prevalente nei conoidi (Jackson, 1987; Jackson *et al.*, 1987).

Analisi delle relazioni morfometriche tra il bacino ed il conoide

Le prime analisi morfometriche hanno analizzato le relazioni intercorrenti tra alcuni parametri del bacino e del conoide (area e pendenza del conoide, area del bacino). Nonostante siano state esportate senza le opportune verifiche in contesti morfoclimatici molto diversi, hanno avuto il merito di dare inizio all'uso delle analisi quantitative anche per lo studio di queste forme fornendo un valido contributo per lo sviluppo della loro conoscenza (Lecce, 1990).

La pendenza del conoide costituisce uno dei parametri maggiormente indagati già dagli anni '50. I primi studi hanno interessato soprattutto gli ambienti di clima arido, caratterizzati da conoidi con pendenze comprese tra almeno un grado fino a più di 10°. Nel 1954, Blissenbach classifica le pendenze sulla base di tre *ranges* ed in particolare identifica come *steep* quelle con valori maggiori di 5°, come *gentle* quelle con valori compresi tra 2° e 5° e *flat* quelle con valori minori di 2°. Anstey (1965) esaminando più di 4000 conoidi nel SW dell'America e del Pakistan verifica che la maggior parte presenta una pendenza media compresa tra 1° e 5°. Hooke (1968a) allarga tale *range* di variabilità tra 2° e 12°.

I conoidi individuati in contesti climatici più umidi, invece, si caratterizzano per valori molto inferiori spesso minori di 1° (0.5° per conoidi situati in Taiwan studiati da Tomita nel 1951; 0.57° per conoidi situati in Giappone e studiati da Toya *et al.* nel 1971).

Più recentemente Blair & McPherson (1994b), considerando 237 conoidi indipendentemente dal contesto climatico, affermano che le pendenze dei conoidi sono comprese mediamente tra 1.5° e 25°. Valori inferiori a 0.5° sono da attribuire a terrazzi o delta fluviali, mentre per le classi di pendenza comprese tra 0.5° e 1.5° identificano un "*natural depositional gap*". Diversi autori (Kim, 1995, Saito, 2003; Saito & Oguchi, 2005), mostrando dubbi sulla reale esistenza del "*natural depositional gap*", lo ascrivono ad un'incompletezza dei dati analizzati da Blair & McPherson (1994). In particolare Saito & Oguchi (2005) analizzando 690 conoidi del Giappone, di Taiwan e delle Filippine, individuano per quelli di clima umido un *range* di pendenze da minore di 1° fino a 6°-7°, all'interno del quale distinguono come *steep* quelli con valori maggiori di 1.5°, come *medium slope fans* quelli con valori compresi tra 0.5° e 1.5° e come *gentle* quelli con pendenze minori di 0.5°.

Dalla letteratura emerge una variabilità molto ampia che dipende dal contesto morfoclimatico di appartenenza dei corpi analizzati. A tal proposito Hashimoto *et al.* (2008) hanno effettuato uno studio comparato tra 216 conoidi della *Death Valley* riferibili a climi aridi e 214 del Giappone, riferibili invece a climi umidi, rilevando delle sostanziali differenze. Le prime, infatti, tendono ad avere un profilo rettilineo ed una pendenza media costante lungo tutto il profilo, le seconde presentano profili longitudinali concavi che sono spiegati con una maggiore distribuzione e classazione dei sedimenti lungo il corpo stesso. Gli autori giustificano le discrepanze affermando che per i conoidi da clima arido i sedimenti presentino una scarsa mobilità poiché spostati solo in occasione di eventi di trasporto eccezionale, contrariamente a quelli posti in contesti climatici umidi in cui i corsi d'acqua presentano un regime perenne.

Pubblicazioni recenti (Pasuto *et al.*, 1992; Marchi *et al.*, 1993) attribuiscono le diverse classi di pendenza alle tipologie di trasporto dominanti del sistema bacino-conoide. In particolare rinvencono valori fino a 7° per quelli dominati da *water flood* e fino a 20° gradi per quelli dominati da *debris flow*.

Le prime relazioni tra due variabili morfometriche, sono state trovate attraverso l'utilizzo di funzioni di potenza. Quella maggiormente diffusa in letteratura analizza la correlazione tra l'area del conoide e quella del bacino (Bull, 1964a, 1977; Melton, 1965; Hooke, 1968b; Mills, 1982; Harvey, 1990; Guzzetti *et al.*, 1997; De Scally & Owens, 2004).

Il primo a notarla fu Bull nel 1962, il quale propose l'equazione (Figura 16a):

$$Af = c * Ab^k \quad (2.2)$$

In cui Af è l'area del conoide, Ab quella del bacino e c e k sono dei coefficienti empirici. Il coefficiente c , varia tra 0.1 e 2.2 (Harvey, 1997) e tiene conto dell'ubicazione geografica (Hooke & Rocher, 1977). Dipende da fattori locali come l'erodibilità della roccia, l'attività tettonica, la quantità di detrito immagazzinato nel bacino, la velocità di subsidenza e l'entità delle precipitazioni (Bull, 1964a; Hooke, 1968a; Hooke & Rohrer 1977; Lecce, 1991; Oguchi & Ohmori, 1994). Il coefficiente k indica la pendenza della retta di regressione lineare e misura la velocità con cui cambia l'area del conoide in relazione alla variazione di quella del bacino. Esso varia mediamente tra 0.7 e 1.1 (Harvey, 1997) e dipende dal contesto morfoclimatico in cui si evolve il sistema bacino-conoide (valori inferiori a 0.60 nei climi umidi; superiori a 0.88 nei climi aridi e intermedi nei climi sub-umidi o polari (Oguchi & Ohmori, 1994; Guzzetti *et al.*, 1997). Il significato di k , che in genere assume valori inferiori all'unità, indica che i bacini più grandi in proporzione, rilasciano una minore quantità di sedimenti rispetto a quelli più piccoli (Hooke & Rocher, 1977). Questo perché quelli con un'area maggiore in genere sono meno pendenti e presentano una morfologia più articolata, costituita da alti e bassi morfologici, che consentono l'intrappolamento di quantità considerevoli di detriti (Hooke, 1968; Kostaschuk *et al.*, 1986). Inoltre data la loro maggiore estensione più difficilmente sono coinvolti da un evento pluviometrico molto intenso che interessa tutta la superficie (Hooke, 1968a, Lecce, 1988) e quindi capace di generare un deflusso idrico che causa il trasporto verso valle del materiale detritico (Bull, 1972).

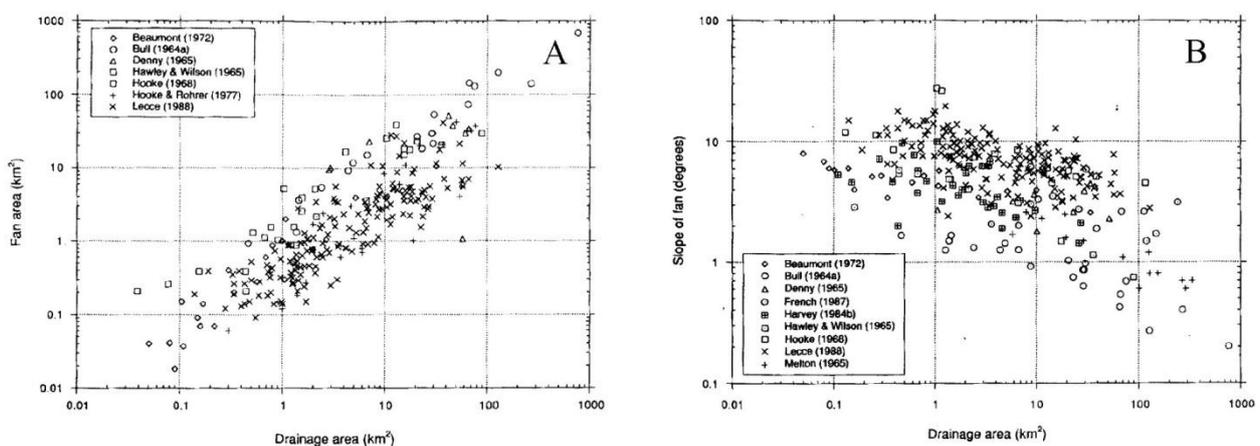


Figura 16- In a) diagramma Area bacino/ Area conoide, in b) relazione area bacino/pendenza conoide. Da Blair & McPherson, 1994a.

La relazione indica inoltre che i conoidi hanno area inferiore a quelle dei bacini e che (Figura 16a) in proporzione crescono di meno (Bull, 1964a; Denny, 1965; Hooke, 1968; Church & Mark, 1980; Kostaschuk *et al.*, 1986; Ogushi & Ohmori, 1994; Crosta & Frattini, 2004). Alcuni autori però rinvengono dei sistemi bacino-conoide che presentano aree dei conoidi superiore a quella del bacino (Calvache *et al.*, 1997; Crosta & Frattini 2004; Guzzetti *et al.*, 1997) e spiegano questa anomalia affermando che sono influenzati da altri fattori tra cui l'erosività ed il grado di tettonizzazione della roccia (Bull 1962, 1968; Denny, 1965; Melton, 1965; Hooke, 1968, De Scally & Owens, 2004).

La seconda relazione morfometrica ampiamente investigata in letteratura è quella tra la pendenza del conoide e l'area del bacino (Drew, 1873; Eckis, 1928;-Bull, 1962; Melton, 1965; Hooke, 1968; Harvey, 1987; 1992; 1999; Kostaschuk *et al.*, 1986; Church & Mark, 1980; Silva *et al.*, 1992). Nel 1873, Drew fu il primo a osservare che i conoidi che presentano pendenze minori sono alimentati da un bacino relativamente più ampio. Nel 1962 Bull propone la relazione (Figura 16b):

$$Sf = a * Ab^{-b} \quad (2.3)$$

In cui Sf è la pendenza del conoide, Ab l'area del bacino; a è un coefficiente sperimentale che assume valori compresi tra 0.03 e 0.17 (Harvey, 1997); b rappresenta la velocità di variazione della pendenza del conoide con l'aumento dell'area del bacino, in genere varia tra -0.35 e -0.15 (Harvey, 1997). La relazione riflette la maggiore capacità di immagazzinare sedimenti da parte dei bacini più grandi. Inoltre, con l'aumento del rapporto (Ab/Sf) diminuisce il valore della pendenza in quanto la deposizione si verifica in punti più distali.

Analisi morfometrica per la definizione della tipologia di trasporto

Il primo a intuire che le caratteristiche morfometriche potessero contribuire a prevedere la tipologia di trasporto di un sistema bacino-conoide fu Melton (1965), il quale provò che i conoidi più estesi e a minore pendenza sono associati prevalentemente a processi fluviali e a grandi bacini di alimentazione con bassa energia di rilievo. Invece quelli più piccoli e pendenti, dominati da meccanismi di deposito tipo *debris flows*, sono alimentati da bacini con area molto minore e ad elevata energia di rilievo. Da queste osservazioni riuscì a ricavare un indice adimensionale per caratterizzare la tipologia di trasporto basato sulle caratteristiche dei bacini idrografici, (R , *melton's roughness number*):

$$R = Ab^{-0.5} \cdot (Qb_{max} - Qb_{min}) \quad (2.4)$$

Dove Qb_{max} e Qb_{min} , rappresentano rispettivamente la quota massima e minima del bacino ed Ab l'area dello stesso. In seguito relazionò tale indice con la pendenza Sf del conoide, ricavando l'equazione:

$$Sf = a \cdot [(Qb - Qb_{min}) Ab^{-0.5}]^n = a \cdot R^n \quad (2.5)$$

Dove a e n , sono dei parametri dimensionali determinati sperimentalmente.

Dagli anni '80 anche altri autori hanno sperimentato la stessa relazione in regioni a clima differente, riuscendo ad individuare dei valori soglia della pendenza e dell'Indice di Melton tipici di ogni tipologia di trasporto (Mill, 1982; Kostaschuk *et al.*, 1986; Jackson, 1987; Jackson *et al.*, 1987; Harvey, 1988; Marchi *et al.*, 1993; D'Agostino, 1996; Guzzetti *et al.*, 1997; Sorriso-Valvo *et al.*, 1998; De Scally & Owens, 2004). Tali valori variano a seconda della area analizzata e del clima, alcuni sono riportati nella tabella 1.

In Italia l'indice di Melton è stato utilizzato da Enti di gestione del territorio (Regione Lombardia, Regione Piemonte, Autorità di Bacino del fiume Pò) in studi di piccola scala per prevedere quali bacini mostrino una tendenza a produrre eventi di *debris flow*.

Autore	ubicazione	Water flood	Debris flow
Jackson <i>et al.</i> , (1987)	Montagne Rocciose	R < 0.3 Ic < 2.5°	R > 0.25-0.30 Ic > 4°
Marchi <i>et al.</i> , 1993	Alpi Orientali	R < 0.30	R > 0.45
D'agostino, 1996	Alpi italiane	R < 0.50 $S_f < 7 - 14 \cdot R$	R > 0.50 $S_f > 7 - 14 \cdot R$
Guzzetti <i>et al.</i> , 1997			
Bovis & Jakob, 1999	British Columbia	R < 0.53	R > 0.53
De Scally & Owens, 2004	Alpi, Nuova Zelanda	R < 0.75 ic < 7.5°	R > 0.75 ic > 7.5
Wilford <i>et al.</i> , 2004	British Columbia	R < 0.3	R > 0.6
Welsh & Davies, 2010	Nuova Zelanda	R < 0.3	R > 0.6

Tabella 1- Valori dell'indice di Melton e della pendenza del conoide riscontrate in letteratura per le diverse tipologie di trasporto.

Ricerche più recenti hanno investigato come, a seconda della tipologia di trasporto, si distribuiscono anche le altre variabili morfometriche. In particolare tutti gli studi confermano che il trasporto da *debris flow* si verifica in sistemi bacino-conoide molto pendenti, con alto valore dell'indice di Melton e piccole aree e lunghezze, al contrario all'aumentare delle aree e delle lunghezze ed al diminuire delle pendenze e dell'indice di Melton sono favoriti i processi da *water flood* (Tabella 2). I primi lavori pubblicati sono riferibili agli inizi degli anni novanta (Kochel, 1990; Pasuto *et al.*, 1992, Marchi *et al.*, 1993; Marchi & Tecca, 1995; Parise & Calcaterra, 2000). Questi sulla base di osservazioni geomorfologiche ed analisi delle *facies* dividono i conoidi in gruppi caratterizzati da diverse tipologie di trasporto e ne valutano i principali parametri statistici descrittivi (media, mediana, moda, deviazione standard ecc.). Pasuto *et al.* (1992), ne analizzano, inoltre, le correlazioni bivariate riscontrando alte relazioni positive tra l'area del bacino e quella del conoide, tra la lunghezza del collettore principale e l'area del conoide e tra l'indice di Melton e la pendenza del conoide. Coefficienti negativi relazionano, invece, la lunghezza del collettore principale e l'area del bacino con la pendenza del conoide.

Verso la fine degli anni '90, l'analisi morfometrica inizia ad avvalersi di approcci statistici multivariati tra cui l'analisi discriminante, la regressione logistica, l'analisi dei *clusters* e l'analisi delle componenti principali (Sorriso-Valvo *et al.*, 1998; Crosta & Frattini, 2004; De Scally & Owens, 2004; Wilford *et al.*, 2004; De Scally *et al.*, 2010). In questo modo non si limita solo a valutare le caratteristiche morfometriche, ma cerca di verificare se possono essere utilizzate nella classificazione della tipologia di trasporto. Tutti i lavori riscontrano che l'analisi morfometrica può costituire uno strumento predittivo e che la migliore classificazione si ottiene considerando un numero ristretto di variabili caratterizzate da un maggiore potere discriminante di cui almeno una rappresentativa del conoide ed una del bacino.

Paper	Area Di studio	tipo	Ab (km ²)		Lb (km)	ib (°)	Rb (km)	Lcp (km)	Icp (°)	Ac (km ²)	Lc (km)	ic (°)	R	
Pasuto <i>et al.</i> , 1992	Dolomites	Df	1.55	-	-	30.28	-	2.21	21.55	0.13	-	5.73	-	
		Wf	85.06	-	-	26.28	-	14.42	4.86	0.76	-	1.06	-	
		Hf	15.79	-	-	29.31	-	7.62	10.32	0.22	-	2.66	-	
Marchi <i>et al.</i> , 1993	Eastern Italian Alps		<i>Min</i>	<i>Max</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	<i>Min</i>	<i>Max</i>
		Df	0.20	14	-	-	-	-	-	0.23	-	10.47	0.49	1.74
		Wf	23.50	934	-	-	-	-	-	1.61	-	1.70	0.10	0.28
		Hf	8.28	26.93	-	-	-	-	-	0.64	-	4.03	0.36	0.52
Sorriso- Valvo <i>et al.</i> , 1998	Calabria	Df	2.55	2.39	-	-	0.65	-	-	0.13	0.32	8.01	0.67	
		Wf	6.32	4.8	-	-	0.86	-	-	0.12	0.38	3.58	0.48	
Wilford <i>et al.</i> , 2004		Df	1.3	2.06	-	-	1.0	-	-	-	-	-	0.95	
		Wf	34.3	8.90	-	-	1.1	-	-	-	-	-	0.23	
		Hf	7.0	4.40	-	-	1.2	-	-	-	-	-	0.57	
Crosta & Owens, 2004	New Zeland	Df	0.67	-	-	-	0.78	-	-	0.15	-	15.9	1.17	
		Wf	9.30	-	-	-	1.36	-	-	1.08	-	4.4	0.62	
De Scally <i>et al.</i> , 2010	New Zeland	Df	1.97	2.69	-	-	1.34	-	-	0.381	-	5.3	0.82	
		Wf	12.92	5.90	-	-	1.24	-	-	0.737	-	1.0	0.31	

Tabella 2- Principali parametri morfometrici per le diverse tipologie di trasporto valutati in letteratura. Ab= area bacino, Lb= lunghezza bacino; ib=pendenza bacino; Lcp=lunghezza canale principale; Icp= pendenza media canale principale; Ac= area conoide; Lc= lunghezza conoide; ic=pendenza conoide; R= indice di Melton.

Sorriso-Valvo *et al.* (1998) studiando 68 sistemi bacino-conoide della Calabria trovano che i parametri che meglio aiutano a classificare la tipologia di trasporto sono *l'area del conoide, la pendenza media del conoide e l'Indice di Melton*. De Scally e Owens (2004) per i sistemi bacino-conoide di due aree nel Sud della nuova Zelanda, individuano invece *l'area del bacino e la pendenza del conoide*. Spiegano questi risultati ritenendo che entrambe assumono un ruolo fondamentale per la propagazione dei *debris-flow*. Infatti i bacini molto estesi, sono solitamente caratterizzati da alvei principali meno pendenti e pertanto non capaci di trasportare un flusso particolarmente carico di sedimenti fino all'apice del conoide. Al contrario bacini piccoli presentano aste molto più inclinate che più facilmente alimentano conoidi dominate da *debris flow*. Anche la pendenza del conoide risulta maggiore per quelle da *debris flow* perché solo superando determinate soglie è possibile la diffusione del flusso sulla superficie dello stesso. In seguito De Scally *et al.* in una pubblicazione del 2010 riscontrano nuove variabili che però possono essere rapportate alle precedenti: il *rapporto di rilievo del bacino, la pendenza del conoide nella parte alta, la pendenza media del conoide, indice di Melton*.

Wilford *et al.* (2004) analizzano le caratteristiche di alcuni bacini idrografici della *British Columbia* in Canada ricavano che *l'indice di Melton* e la lunghezza del bacino sono sufficienti a classificare il processo dominante. Pertanto sintetizzano i risultati ottenuti nel grafico riportato nella figura 17, attraverso il quale è possibile classificare un nuovo bacino.

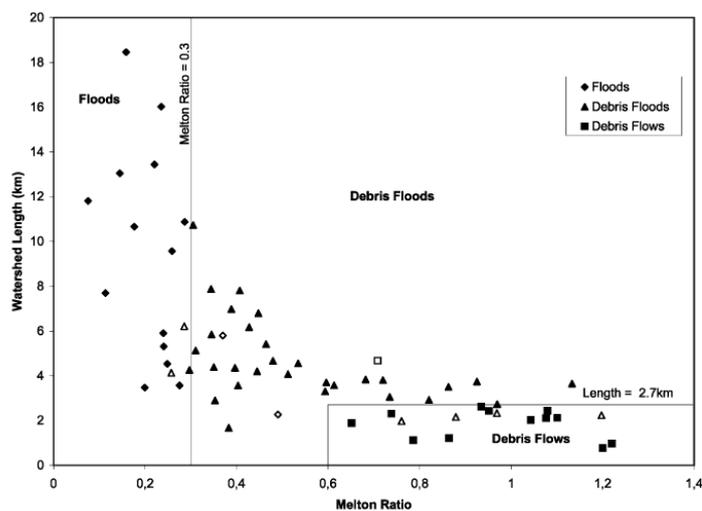


Figura 17- Diagramma indice di Melton/ lunghezza del bacino con indicati i valori soglia indicativi del passaggio alle diverse tipologie di trasporto. Da Wilford *et al.*, 2004.

Crosta e Frattini (2004), utilizzano diversi metodi statistici (PCA, analisi discriminante, analisi logistica, analisi dei clusters) per studiare 209 sistemi bacino conoide localizzati nelle Alpi centrali del Nord Italia (Valtellina, Valchiavenna, Val Seriana, Valcamonica, Valsassina). Per la definizione dei parametri discriminanti elaborano sia l'analisi discriminante che la regressione logistica. La prima individua come variabili discriminanti: la *pendenza media della parte alta e bassa del bacino, la pendenza media dell'intero bacino, la lunghezza totale delle aste nel bacino* ed il *rilievo del bacino* e del *conoide*. La seconda propone invece: il *logaritmo dell'area del bacino, la pendenza dei canali di primo ordine, il rilievo nel conoide*. La verifica dei risultati con i dati di campo ha permesso agli autori di rilevare che l'analisi discriminante (correlata principalmente alla pendenza del bacino)

elabora una migliore classificazione rispetto alla regressione logistica (maggiormente correlata all'area del bacino).

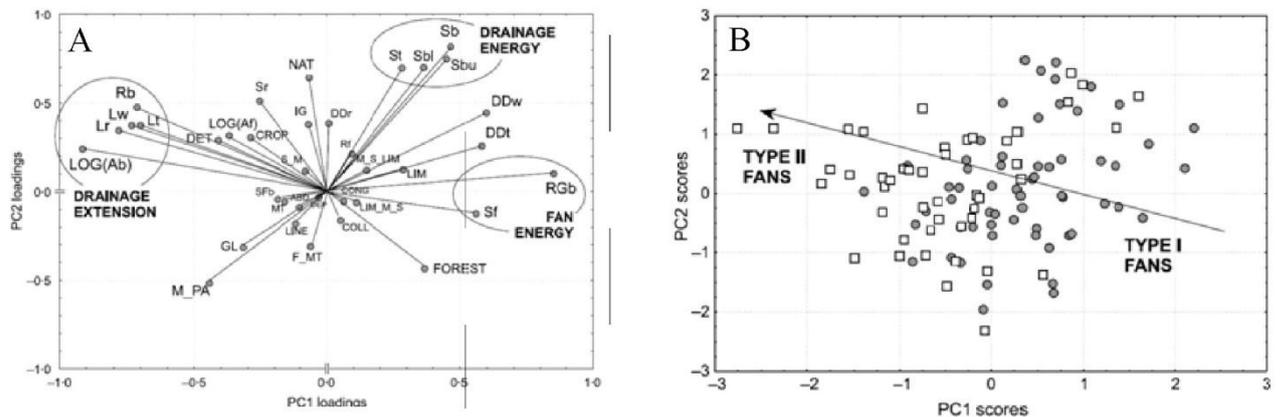


Figura 18- in a) Diagramma dell'analisi delle componenti principali. in b) Sono plottati gli individui divisi per tipologia di trasporto. Da Crosta & Frattini, 2004.

Gli autori in seguito analizzano le relazioni tra le varie variabili morfometriche e come queste influenzino la tipologia di trasporto, utilizzando la tecnica dell'analisi delle componenti principali. Come riportato nella figura 18a ricavano tre gruppi di variabili correlate tra di loro, di cui il primo presenta una relazione negativa con la prima componente principale e le variabili che ne fanno parte sono indicative delle dimensioni del bacino, il secondo presenta una relazione positiva con la prima componente, il terzo si caratterizza per una relazione positiva sia con la prima, sia con la seconda componente principale e rappresenta l'energia del bacino.

Nel grafico in figura 18b sono plottati i sistemi bacino-conoide divisi per tipologia di trasporto sul grafico delle componenti principali, si nota che quelli del tipo II (da *water flood*) si caratterizzano per bassi valori della prima componente principale e quindi presentano bacini molto grandi e con poca energia. Quelli del tipo I (*debris flow*) si caratterizzano per alti valori della prima componente principale e quindi per elevate pendenze del conoide e dell'indice di Melton.

2.2 Geologia e Geomorfologia delle aree di studio

Viene in seguito riportata la caratterizzazione geologica e dell'evoluzione Pliocenico-Quaternaria delle aree di studio sulla base della bibliografia pre-esistente.

2.2.1 Inquadramento geologico dell'Appennino Campano

Il territorio analizzato, fa parte nel contesto geologico dell'Appennino centro-meridionale, che è una catena a pieghe ed accavallamenti (Bally *et al.*, 1986; Mostardini & Merlini, 1986), il cui assetto è il risultato di una storia geologica molto complessa che vede l'alternarsi di fasi sedimentarie e tettoniche attuate nel tempo con diversi stili deformativi. Infatti, a seguito dello sviluppo di grandi piattaforme carbonatiche (D'Argenio *et al.*, 1973; Mostardini & Merlini, 1986; Sgrosso, 1986) intervallate da bacini sedimentari (Selli, 1962; Sgrosso, 1988a, 1988b) attuatosi dal Triassico all'Oligocene, è iniziata la deformazione e migrazione verso Est di tutti i domini paleogeografici innescata dall'apertura del mare Tirreno.

Il modello paleogeografico più accreditato (Ippolito *et al.*, 1973) vede una successione di ambienti costituita procedendo dall'interno verso l'esterno dal bacino tirrenico, dalla piattaforma Campano-Lucana, dal bacino Lagonegrese, dalla piattaforma Laziale-Abruzzese, dal bacino Molisano, dalla piattaforma Apula interna, dal bacino Apulo, dalla piattaforma Apula Esterna (Figura 19).

La tettonogenesi si è attuata tra il Miocene inferiore ed il Pliocene superiore, con uno stile compressivo, caratterizzato da sovrascorrimenti a basso angolo con vergenza adriatica, ed a partire dal Pliocene superiore con uno stile distensivo caratterizzato da faglie normali ad alto angolo con attività negli ultimi millenni collegata ad eventi sismici storici (Cinque *et al.*, 2000).

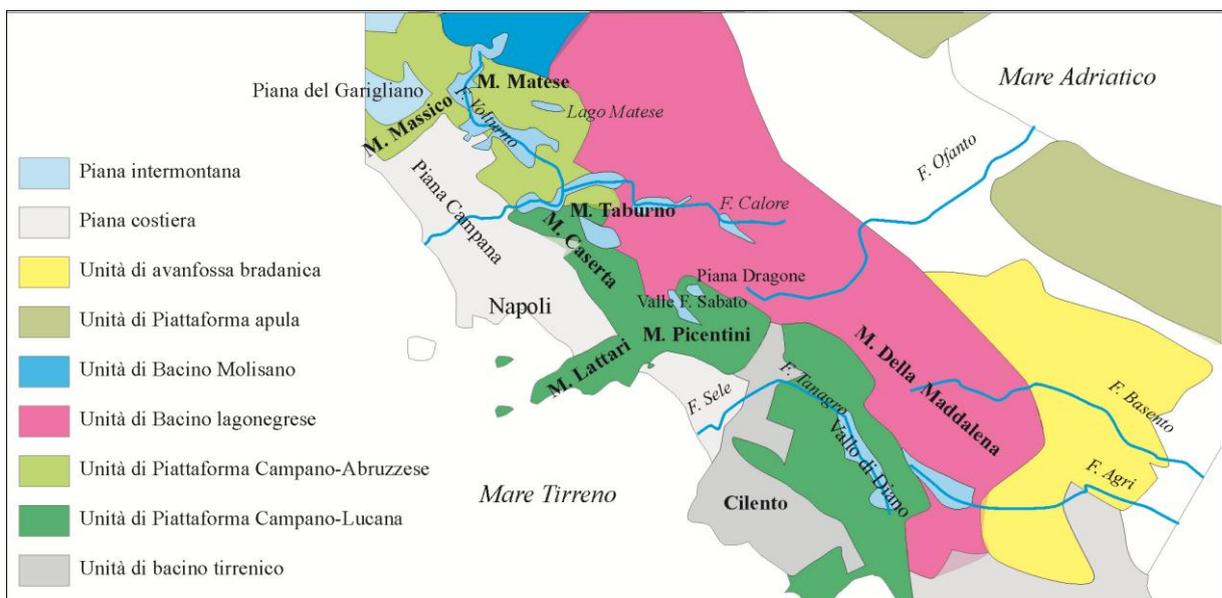


Figura 19- Schema delle Unità tettoniche e delle principali piane intermontane e costiere in Campania.

Il modello schematico deformativo vede la formazione di tre unità geodinamiche, la catena, l'avanfossa e l'avanpaese, che progressivamente migrano verso Est. La catena si forma per accavallamenti attraverso piani di scollamento a basso angolo, che sovrascorrono sul margine dell'avanpaese (*foreland fold and thrust belt system*). I sovrascorrimenti coinvolgono

inizialmente i domini di piattaforma carbonatica, che si accavallano su quelli di bacino lagonegrese-molisano, che a loro volta si accavallano su quelle di piattaforma apula. I *thrust* della catena già formata ringiovaniscono dall'alto verso il basso e dall'interno verso l'esterno e tendono a raccordarsi ad un *Sole thrust* basale il cui scollamento in genere si è verificato in corrispondenza delle dolomie triassiche per i domini carbonatici e in corrispondenza delle argille per quelli bacinali. Le unità di avanfossa e di avampaese inizialmente sono costituite dalla cosiddetta "zona esterna" di cui fanno parte le attuali zone dell'Irpinia e del Sannio, ma nel tempo sono migrate verso Est fino all'attuale configurazione, in cui s'individua l'avanfossa bradanica tra la Basilicata e la Puglia e l'avampaese rappresentato dalla piattaforma apula. Durante l'evento deformativo, a causa di movimenti differenziali, si formano ulteriori bacini deposizionali, posizionati sul fronte della catena in movimento, i quali vengono trasportati da questa nel processo di migrazione (bacini di *piggy-back*).

Uno schema evolutivo semplificato è riportato nella figura 20. La migrazione verso NE continua fino al Pleistocene inferiore. Man mano che la deformazione procede emergono lembi di catena sempre più consistenti, sui quali iniziano processi erosivi di tipo continentale. Questi hanno dato origine a paesaggi più dolci quando si attuano su porzioni di catena poste alle quote più basse e dissezioni più consistenti quando, invece, si attuano su settori spinti a quote più elevate. Dal Pliocene superiore si verifica una drastica riduzione della sedimentazione sinorogena e la sostituzione della tettonica compressiva con quella di tipo trascorrente che ha disseccato le strutture precedenti secondo due principali lineamenti: N-S e WSW-ENE. Al passaggio con il Pleistocene medio, s'instaura una tettonica estensionale i cui caratteri sono visibili lungo i fronti montuosi che bordano le piane intramontane e costiere.

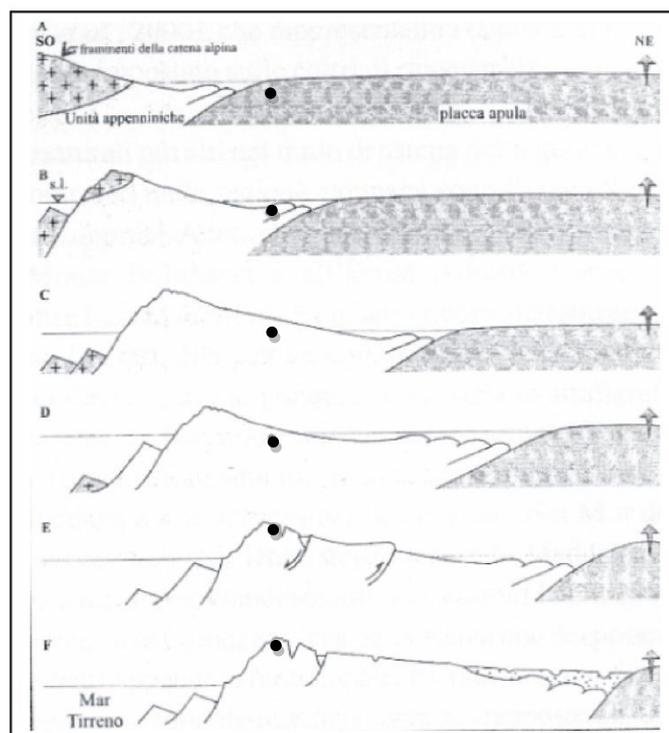


Figura 20- Sezione schematica trasversale dell'Appennino Campano mostrante la migrazione del dominio in compressione e in estensione. Lo schema A si riferisce al Miocene, quello F al presente. Il cerchietto nero simboleggia lo spostamento relativo che coinvolge una generica unità tettonica nel tempo (Cinque & Romano, 2001).

In particolare, faglie a gradinata, hanno disarticolato la costa tirrenica, ribassandola sotto l'attuale livello del mare. Ciò ha determinato l'insorgere di una asimmetria della catena appenninica che presenta il versante tirrenico più acclive di quello adriatico e quindi in grado d'indurre potenti ondate di erosione fluviale regressiva (Figura 20). L'attività estensionale ha agito prevalentemente su lineamenti disposti NW-SE e NE-SW, ha disarticolato il rilievo creando paesaggi ad *Horst e Graben*. I più importanti *graben* sono costituiti dalle piane costiere, mentre gli *horst* dai Monti Aurunci, Monte Massico, Monti Lattari-Penisola Sorrentina e del Cilento presentano tutti un orientamento SW-NE (Figura 19). Le piane costiere (Piana del Garigliano, Piana Campana e Piana del Sele) durante la loro evoluzione quaternaria hanno subito l'alternarsi di ambienti sedimentari continentali e marini.

Anche all'interno della catena, la tettonica estensionale crea diverse depressioni intra-appenniniche, alcune delle quali allungate circa NW-SE parallelamente alla catena (Vallo di Diano, Valle del Sabato), altre trasversali o zigzaganti come nel caso dell'alta e media valle del fiume Volturno e della Valle del fiume Calore con orientamento E-W. Molte di esse (media valle del fiume Volturno, Vallo di Diano) hanno visto l'alternarsi di sedimentazioni fluviali e lacustri influenzate dei movimenti tettonici tra il Pleistocene medio e Pleistocene inferiore (Figura 19). Altre, situate all'interno dei massicci carbonatici, sono divenute sedi di Polje con laghi o acquitrini stagionali (Lago del Matese, Piana del Dragone, bacino di S. Gregorio Magno). Durante tutto il Quaternario le depressioni hanno continuato a ricevere sedimenti costituiti inoltre dai depositi piroclastici da caduta emessi dagli edifici vulcanici dell'area napoletana. Questi hanno colmato le conche e mantellato i rilievi bordieri e la loro presenza ha determinato forti conseguenze sulla morfodinamica delle aree interessate.

2.2.2 Monti del Matese (area A)

I sistemi bacino-conoide analizzati presso i Monti del Matese ne costituiscono il bordo sud-occidentale.

I bacini studiati sono composti di un substrato prevalentemente dolomitico (Figura 21) caratterizzato da dolomie e calcari dolomitici bianchi e grigi in strati e banchi (Cocco, 1971), del Triassico superiore-Giurassico inferiore che rappresentano la base di quasi tutte le successioni mesozoiche dell'Appennino Meridionale (Pescatore, 1965). L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma interna.

I depositi quaternari sono di origine continentale, ed in particolare, sono stati messi in posto dall'azione della gravità e delle acque fluviali. Talora, specie nelle aree in cui l'assetto morfologico è più conservativo (es. concavità, spianate sommatali o a mezzo versante, campi carsici), si rinvengono lembi cineritico-ignimbritici, da ascrivere prevalentemente ai depositi eruttivi del Roccamonfina (Cocco, 1971). La fascia pedemontana, invece, si compone di depositi quaternari costituiti da breccie e depositi di conoide alluvionale del Pleistocene-Olocene, costituiti da elementi carbonatici subangolari immersi in una matrice silto-argillosa bruno-rossastra. Nella matrice possono essere presenti elementi piroclastici del Vulcanismo Campano, rimaneggiati ed argillificati, insieme ai prodotti del disfacimento dei carbonati che costituiscono i rilievi. Lo spessore è dell'ordine di diverse decine di metri. Il grado di addensamento generalmente è medio e tende ad aumentare se la componente sabbioso-gliaioso è dominante. Verso monte, sono presenti maggiori elementi a granulometria più grossolana, mentre verso valle domina il sedimento più fine.

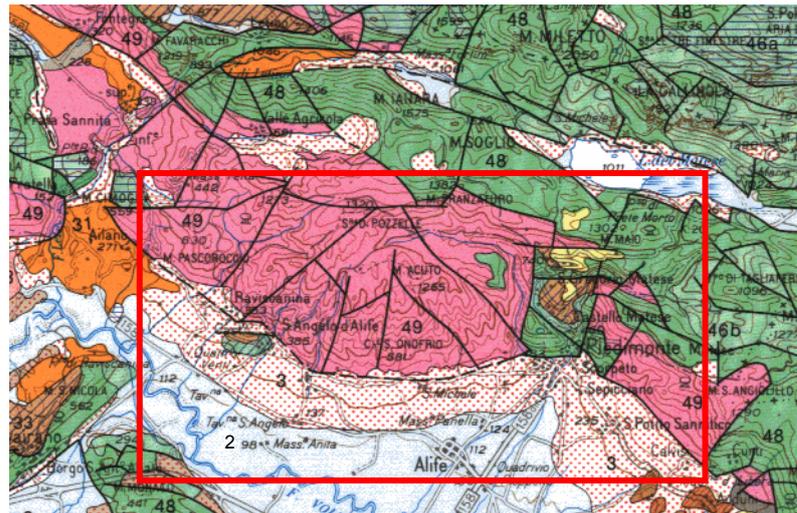


Figura 21- Carta geologica estratta dalla carta geologica dell'appennino dell'Appennino Campano Meridionale (74° Congresso della Società Geologica Italiana, Sorrento, 13-17 settembre 1988). Legenda: 2) alluvioni, sedimenti lacustri e lagustri (Olocene); 3) detriti di falda, eluvioni, cumuli di frana (Olocene); 31) Unità di Altavilla e Villamaina (Pliocene inferiore-Tortoniano superiore); 33) Formazioni di Pietraraja, Longano, Cusano (Tortoniano-Langhiano); 46) calari a rudiste Cretacico superiore (a), Risedimenti carbonatici da sottili a grossolani, Paleocene Cretacico-superiore (b); 48) Calcari di Piattaforma (Cretacio inferiore-Lias medio); 49) Dolomie e calcari dolomitici (Lias inferiore- Trias superiore).

Per quando riguarda l'evoluzione Plio-Quaternaria dei Monti del Matese e della media valle del fiume Volturno, gli elementi più antichi indicativi della deformazione del rilievo, sono costituiti da estese superfici di erosione (Paleosuperficie Auctt.) attribuite al Pliocene inferiore da Brancaccio & Cinque, 1988 (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore da Ortolani & Pagliuca, 1988), le quali risultano sospese per l'attivazione di faglie bordiere.

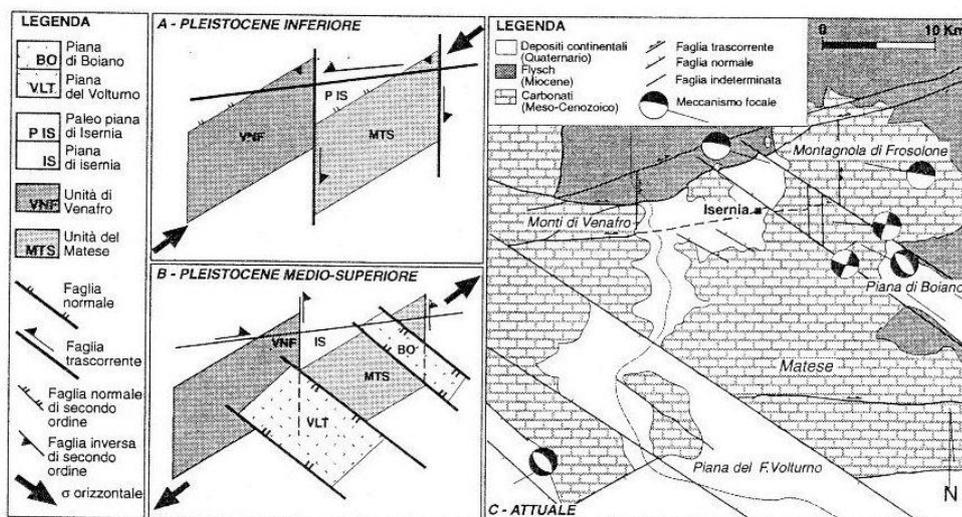


Figura 22- Quadro sinottico dell'evoluzione tettonica dell'area della piana di Isernia. A) Pleistocene inferiore; b) Pleistocene medio; c) attuale. Da S. Corrado *et al.*, 1997.

Secondo Corrado *et al.* (1997) alla tettonica compressiva, si è sovrapposta una tettonica trascorrente (Figura 22), non coassiale alla prima, che ha tagliato e modificato le precedenti strutture (Naso *et al.*, 1995; Corrado *et al.*, 1997; Di Bucci *et al.*, 1999), la cui età è ascrivibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (Corrado *et al.*, 1997). In questo schema i sistemi

di faglia primari sono rappresentati da strutture aventi orientamenti N-S con movimento destro e WSW-ESE con movimento sinistro (Corrado *et al.*, 1997).

Al passaggio con il Pleistocene medio si instaura una tettonica a carattere estensionale, con direzione di massima estensione circa NE-SW (Brancaccio *et al.*, 1997; Corrado *et al.*, 1997) (Figura 22). Questa avrebbe agito attraverso la riattivazione dei sistemi di faglie trascorrenti (Corrado *et al.*, 1997, Di Bucci *et al.*, 1999) formati precedentemente (N-S e WSW-ENE), ma con cinematiche opposte, o con l'attivazione di sistemi di faglie di neo-formazione orientati prevalentemente NW-SE. Il risultato di questa fase tettonica è stato la formazione di strutture depresse tipo *graben* ad orientamento NW-SE, tra i quali si pongono anche i bacini intermontani di Bojano, Isernia e della media valle del fiume Volturno (Figura 22).

Gli indizi di quest'attività tettonica vengono riconosciuti anche da Brancaccio *et al.*, (1997), i quali individuano alla base del versante a direzione appenninica sito tra gli abitati di Prata Sannita e Capriati, un allineamento nominato Pozzilli-Capriati ed una serie di altre evidenze sia geologiche, sia geomorfologiche, quali faccette triangolari, versanti di faglia e la troncatura a diverse quote dei depositi quaternari dei conoidi più antichi (Brancaccio *et al.*, 1997).

L'attivazione del lineamento Pozzilli-Capriati, ha determinato movimenti differenziali tra diversi settori della piana del Volturno in particolare tra l'area di Isernia, presso la quale, si sono formate superfici terrazzate e quella di Venafro, presso la quale, scompaiono i terrazzi antichi e si forma una potente successione in facies lacustre con uno spessore massimo di 250 m. Anche nella piana di Alife, i dati di sottosuolo (Corniello & Russo, 1990), evidenziano un'area in cui, il tetto dei carbonati si ribassa fino a -600 m s.l.m. e viene colmato da una potente successione argilloso-detritica con spessori di circa 200 m. Non si può pertanto escludere che l'area soggetta a sedimentazione lacustre avesse una estensione più ampia e più estesa verso Sud, di quella individuata intorno alla piana di Venafro (Brancaccio *et al.*, 1997). La presenza di depositi lacustri presso la piana di Alife viene, inoltre, rinvenuta anche da Sevink & Paris (1989) i quali per mezzo di depositi piroclastici li datano come posteriori all'Ignimbrite Campana.

Nel tardo quaternario nuovi movimenti lungo i lineamenti appenninici comportano basculamenti dei depositi del Pleistocene superiore (Cinque *et al.*, 2000). L'alternarsi di fasi tettoniche e di stasi durante tutto il Quaternario, influenza la messa in posto alla base dei versanti oggetto di studio, di due generazioni di conoidi alluvionali le quali vengono associate ai depositi (Unità Principale e Unità di Fondovalle) riconosciuti da Brancaccio *et al.*, 2000 per l'adiacente piana Venafro-Colli al Volturno. L'Unità principale rappresenta il ciclo di deposizione quaternario più antico ed è costituita da depositi poligenici ghiaioso, argilloso, limosi, all'interno dei quali sono stati identificati, livelli di *tephra* derivati dall'attività del Roccamonfina che hanno permesso di attribuirli al Pleistocene medio. L'Unità di Fondovalle è invece attribuita al Pleistocene sup.-Olocene, s'incastra nella precedente ed è costituita da ghiaie fluviali di natura poligenica, e subordinatamente, depositi detritici di versante e colluviali.

2.2.3 Monti del Taburno (Area B)

I monti del Taburno costituiscono una morfostruttura delimitata a Sud dalla Valle del fiume Isclero (Valle Caudina), ad W e E dai rilievi collinari delle unità del Sannio e a Nord dalla

depressione tettonica del torrente Maltempo che lo separa del gruppo del Camposauro. I sistemi bacino-conoide analizzati si localizzano sul versante SW.

Le unità di substrato che affiorano nell'area di studio appartengono alla successione del Taburno e sono rappresentate da terreni del Triassico superiore fino al Cretacico inferiore.

I rilievi che costituiscono i bacini oggetto di studio sono composti prevalentemente da calcari e conglomerati calcarei (Figura 23), mal stratificati o massivi, dove presenti, gli strati presentano spessori variabile da un decimetro a 1,5 m (Ispra, 2009). L'ambiente di deposizione varia da neritico di piattaforma a sub-litorale in un ambito di piattaforma aperta o rampa. Localmente si rinvencono dolomie e dolomie calcaree a stratificazione indistinta, attribuibili ad ambienti di piattaforma interna e di età riferibile al Triassico superiore. L'unità è esposta lungo le aree perimetrali del Monte Taburno; in particolare affiora lungo i versanti della dorsale più meridionale del gruppo montuoso (a NE della Madonna del Taburno).

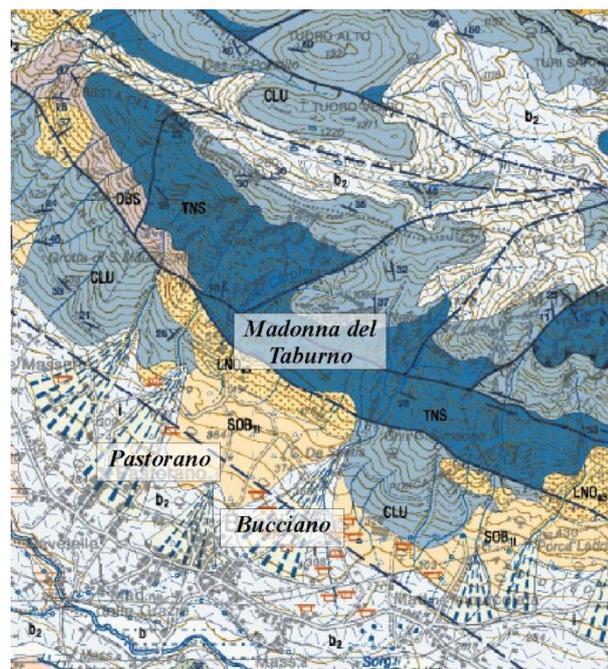


Figura 23- Carta geologica dell'area dei Monti del Taburno. Modificata da Ispra, 2009. Legenda: b) depositi alluvionali (Olocene-attuale); b₂) colluvioni e suoli (Olocene attuale); SOB₁₁) ghiaie calcaree in matrice sabbioso limosa (Pleistocene inferiore-Pleistocene medio); LNO_{a3}) breccie calcaree cementate alternate a paleosuoli (Pleistocene inferiore); CLU) calcari e calcari dolomitici mal stratificati Giurassico inferiore- Cretacico inferiore; TNS) conglomerati calcarei (Giurassico inferiore); DBS) dolomie e dolomie calcaree (Triassico superiore).

I depositi quaternari sono costituiti in prevalenza da ghiaie calcaree in matrice sabbioso-limosa che compongono la maggior parte delle conoidi alluvionali, la cui deposizione si è verificata nel Pleistocene inferiore-medio (Ispra, 2009). Nelle zone più distali si rinvencono ghiaie e sabbie carbonatiche in abbondante matrice argilloso-sabbiosa marrone, di prevalente natura piroclastica, intercalate a paleosuoli bruni che costituiscono i lobi deposizionali più recenti. Questi sono attribuiti ad un'età Olocenica-attuale perchè contengono frammenti di resti ceramici.

Localmente si rinvencono depositi colluviali limoso-sabbiose di natura prevalentemente piroclastica che possono inglobare clasti calcarei smussati e resti ceramici con età Olocenica-

attuale. Alla base dei versanti, o sospesi, si rinvengono breccie calcaree spigolose a luoghi cementate e tettonizzate.

La piana del fiume Isclero è colmata da depositi lacustri costituiti da limi e argille a forte componente piroclastica, pedogenizzati nella parte alta di età variabile tra il Pleistocene superiore e l'Olocene.

Per quanto riguarda l'evoluzione tettonica e geomorfologica Plio-Quaternaria, l'area è completamente emersa già dalla fine del Miocene ed il Pliocene (Ispra, 2009), per mezzo di due fasi tettoniche compressive delle quali la prima ha portato alla sovrapposizione delle unità del Sannio su quelle di piattaforma carbonatica e la seconda alla sovrapposizione delle Unità Monti Lattari-Picentini-Alburni su quelle del Matese-Taburno-Camposauro. Dal Pliocene, Pleistocene inferiore inizia la fase di tettonica trascorrente ed estensionale. Essa agisce prevalentemente su lineamenti ad alto angolo con orientazione appenninica ed antiappenninica. I lineamenti tettonici con orientamento NW-SE costituiscono i più importanti, sono stati attivi a partire del Pliocene ed in fasi successive nel Pleistocene ed hanno dato origine al versante in esame.

In prossimità della località Madonna del Taburno se ne rinvengono alcune tracce con il contatto tettonico delle breccie pleistoceniche ai calcari che costituiscono i versanti (Figura 23). Contemporaneamente all'azione di queste faglie, almeno fino al Pleistocene medio, al sollevamento del rilievo corrisponde il ribassamento della conca della Valle Caudina all'interno della quale inizia una sedimentazione in facies lacustre con spessori variabili tra i 70 ed i 40 m (Abruzzese, 1979, Abate *et al.*, 1998). Alla base dei versanti invece inizia la sedimentazione di un ampio glacis di accumulo costituito dalla coalescenza di corpi di conoide poligenici e depositi di versante.

2.2.4 Monti di Caserta (Area C)

I versanti su cui s'impostano i sistemi bacini-conoide dei Monti di Caserta rappresentano parte del bordo orientale del *graben* peri-tirrenico della Piana Campana.

Questi presentano un orientamento E-W e sono delimitati a W e a S dalla piana Campana, a E dalla valle del fiume Isclero, a N dai rilievi collinare delle Unità del Sannio.

Le formazioni (successione dei monti di Caserta-Avella) su cui si impostano i bacini dell'area dei Monti di Caserta hanno un'età compresa il Giurassico medio-superiore ed il Cretaceo superiore e sono costituite da calcari bianchi e grigi ben stratificati o talora in banchi (Figura 24) riferibili ad un ambiente di piattaforma interna, intervallati localmente a dolomie in strati (Ispra, 2009).

I depositi quaternari (Figura 24) che compongono la fascia pedemontana sono costituiti da sedimenti alluvionali con clasti carbonatici e matrice limoso sabbiosa, molto grossolani, contenenti intercalazioni di materiale piroclastico, formati per processi torrentizi durante il Pleistocene superiore. I corpi di conoide di seconda generazione di età Olocenica si compongono invece di ghiaie monogeniche (carbonatiche) o poligeniche, dai clasti decimetrici, in abbondante matrice argilloso-sabbiosa marrone, di prevalente natura piroclastica. Affiorano inoltre colluvioni limoso sabbiose di età Olocenica.

Sui versanti che costituiscono i bacini si rinvengono spessori anche di alcuni metri, di livelli piroclastici da caduta sia pomicee e cineritici la cui età è ascrivibile all'Olocene.

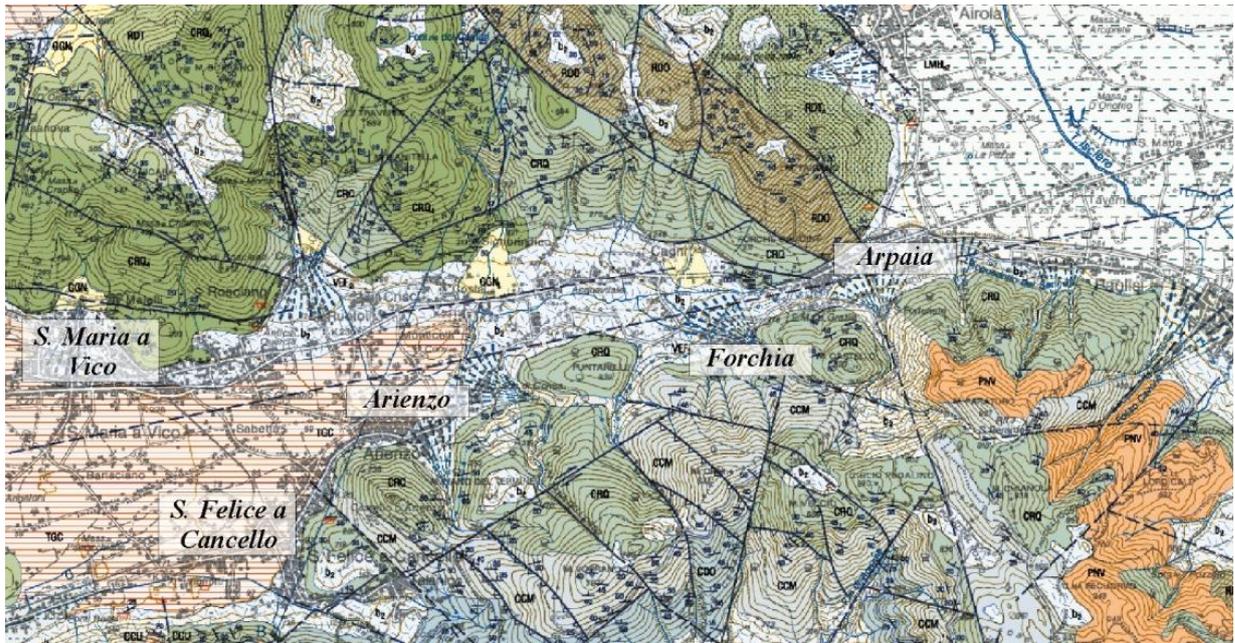


Figura 24- Particolare della Carta geologica in scala 1:50.000 (Ispra, 2009). Legenda: b_2) colluvioni e suoli (Olocene attuale); PNV) depositi detritico-colluviali di natura vulcanica (Olocene-attuale); TGC) depositi cineritici, scorie e clasti litici (pleistocene superiore); GGN_i) sedimenti alluvionali contenenti depositi vulcanici (Pleistocene medio-superiore); RDT) calcilutiti talora intervallate a dolomie (Cenomania Santoniano); RDO) calacreniti (Cenomaniano); CRQ-CRQ₄) calcari bianchi e grigi (Giurassico superiore- Cenomaniano superiore); CCM) calcari grigio e grigio scuri (Giurassico medio-Giurassico superiore); CDO) calcari bianchi e calcari detritici (Giurassico medio).

L'evoluzione plio-quadernaria di quest'area, è strettamente correlata a quella della vicina Piana Campana della quale rappresenta parte dei rilievi bordieri orientali. La Piana Campana costituisce un *graben* peritirrenico delimitato a Nord ad Est e ad Ovest da massicci carbonatici meso-cenozoici (rispettivamente, il Monte Massico, i Monti di Caserta, di Avella e di Sarno, ed i Monti Lattari) mentre verso est è aperta verso il bacino tirrenico con una forma articolata dalla presenza degli edifici vulcanici del Somma-Vesuvio e dei Campi flegrei. I bordi della Piana sono delimitati da lineamenti tettonici (Di Nocera *et al.*, 1976) con orientazione appenninica NW-SE ed antiappenninica NE-SW. Diversi studi (Ippolito *et al.*, 1973; Aprile & Ortolani, 1978) affermano che il substrato mesozoico della piana è stato ribassato a gradinata verso il Tirreno, da faglie dirette orientate prevalentemente in direzione appenninica, che lo hanno dislocano a profondità variabili tra i 3 ed 5 km. La genesi di questo *graben* sarebbe da collocare secondo Ippolito *et al.* (1973) a seguito della tettonica traslativa del Pliocene inferiore e direttamente collegata alle precedenti fasi compressive secondo Ortolani & Pagliuca (1988). In ogni caso, in questo intervallo temporale la Piana Campana non ancora emersa, è sede di ambienti transazionali e marini i cui ritmi di sedimentazione riescono a controbilanciarne il processo di subsidenza non rendendo possibile la deposizione di facies di mare più profondo (Romano *et al.*, 1994; Brancaccio *et al.*, 1995). Ulteriori fonti di sedimento sono rappresentate dai depositi clastici dei corsi d'acqua provenienti dall'Appennino ed i depositi vulcanici del Pre-Somma e del vulcano di Parete attualmente sepolto sotto la Piana. I versanti dei Monti di Caserta in questa fase presentano un aspetto

differente rispetto all'attuale poiché si protraggono più ad Ovest, conferendo alla piana un'estensione areale più limitata.

Durante il Pleistocene inferiore e medio un'intensa attività tettonica ribassa ampie porzioni dei massicci carbonatici bordieri (tra cui anche quelli costituenti i bacini studiati), con il conseguente ampliamento della piana verso Est fino all'assunzione di una configurazione molto simile all'attuale. Contemporaneamente anche la linea di riva migra verso la stessa direzione, per cui inizia la deposizione facies di mare più profondo. Il processo di subsidenza continua fino al Pleistocene superiore, e la trasgressione marina invade buona parte dell'attuale piana, arrivando quasi a lambire i rilievi oggetto di studio. Contemporaneamente si assiste all'innalzamento dei versanti bordieri; nell'area di Canello e Maddaloni ad esempio sono stati misurati circa 40/50m di sollevamento (Romano *et al.*, 1994). Dall'ultima fase del Pleistocene superiore e durante l'Olocene inizia una fase di regressione marina accompagnata da una riduzione del tasso di subsidenza, da una migrazione della linea di riva verso Ovest, e quindi da un abbassamento del livello di base che induce pesanti incisioni fluviali. In questa tendenza dinamica con la totale emersione della piana, si verifica l'emissione dell'Ignimbrite Campana 39ka (Barberi *et al.*, 1978; Fisher *et al.*, 1993; Civetta *et al.*, 1997; De Vivo *et al.*, 2001; Pappalardo *et al.*, 2002) la quale viene incisa fino al raggiungimento del minimo eustatico di 18.000 anni fa. Il definitivo passaggio ad ambienti continentali comporta la deposizione di corpi di conoide all'interfaccia tra i versanti e le aree di piana.

Questi conoidi sono costituiti da due generazioni, di cui la prima viene attribuita al Pleistocene superiore per il rinvenimento all'interno dei depositi dell'Ignimbrite Campana (39 ka) ed al top degli stessi di uno spesso paleosuolo che contiene frammenti di pomice delle eruzioni dei Campi flegrei e di Agnano PP (10.4 ka) (Zanchetta *et al.* 2004). La seconda generazione invece è attribuita all'Olocene (Zanchetta *et al.* 2004) in quanto caratterizzata da depositi piroclastici ascrivibili alle pomice dell'eruzione di Agnano PP, presenti alla base della successione. Le facies riconosciute da Zanchetta *et al.* (2004) risultano essere tipiche di un trasporto iperconcentrato per la generazione più antica e da *debris flow* per quella più recente. Fanno eccezione i conoidi rinvenuti all'interno dell'area di studio (PGAF: Piano Grande; MSAF: Masseria Spena).per i quali invece entrambe le generazioni presentano soprattutto la facies caotiche da *debris flow* intervallata a livelli di pomice e scorie delle dimensioni delle sabbie, ricchi di clasti carbonatici.

2.2.5 Monti Picentini (Area D)

I Monti Picentini costituiscono un alto strutturale a forma quadrangolare delimitato a Sud dal *graben* della Piana del Sele a NE da rilievi collinari dell'Irpinia e a W dalla valle dell'Irno. Convenzionalmente vengono divisi in Settentrionali e Meridionali.

I primi sono costituiti prevalentemente di calcari corrispondenti alla parte alta della successione (Giurassico e Cretacico), mentre i secondi sono costituiti dalla parte bassa di cui fanno parte le dolomie triassiche e giurassiche. Le aree di studio si localizzano presso il settore settentrionale.

Il substrato dei bacini idrografici è costituito da calcari e calcari dolomitici (Figura 25) con intercalazioni di calcari clastici ricchi di rudiste di età variabile tra il Giurassico medio ed il Cretaceo superiore. L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma aperta in condizioni di alta energia per le formazioni più antiche e di piattaforma carbonatica interna con facies lagunari

di piana tidale per quelle più recenti. Tutto il territorio si presenta mantellato da depositi da caduta in giacitura primaria ed età Olocenica, il cui spessore risulta di 8m nel fondovalle, di circa 2-3m nelle porzioni meno pendenti dei rilievi e di 0.30 m lungo i versanti. Le fasce pedemontane sono costituite dai depositi di conoide caratterizzati da clasti carbonatici immersi nella matrice di origine carbonatico-piroclastica del Pleistocene superiore-Olocene.

In particolare quella della Piana del Dragone risulta colmata dai depositi quaternari dell'omonimo sintema (sintema della piana del Dragone), costituiti da successioni del Pleistocene superiore-Olocene caratterizzate da conglomerati in *facies* di conoide con clasti di natura carbonatica di assetto massivo o stratoide, immersi in una matrice sabbioso-limosa marrone a composizione carbonatico-piroclastica, il cui spessore varia da pochi metri nelle zone più prossime ai versanti, a 90m in quelle spostate verso il centro della piana.

Quella del comune di Serino è composta dalle formazioni del sintema di Serino per le quali il membro prevalente è caratterizzato da breccie calcaree e clasti sub-arrotondati e matrice sabbioso-terrosa.

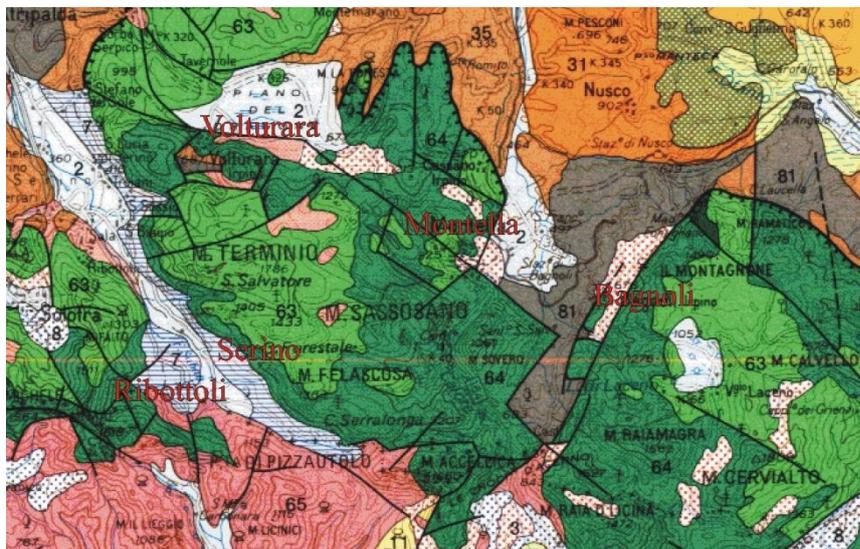


Figura 25- Carta geologica estratta dalla carta geologica dell'appennino dell'Appennino Campano Meridionale (74° Congresso della Società Geologica Italiana, Sorrento, 13-17 settembre 1988). Legenda: 2) alluvioni e sedimenti lacustri we lacustri (Olocene); 3) detriti di falda, eluvioni, cumuli di frana (Olocene); Depositi alluvionali terrazzati (Pleistocene medio-superiore); 8) detriti di falda cementati (Pleistocene superiore); 31) Unità di Altavilla e Villamaina (Pliocene inferiore-Tortoniano superiore); 35) Formazione di Castelvetere (ortoniano inferiore- Serravalliano); 63) Calcarei a rudiste (Cretaceo superiore); 64) depositi carbonatici di piattaforma (cretaceo inferiore-Lias); 65) Dolomie (Lias inferiore-Trias Superiore).

Gli studi pretesi in letteratura (Capaldi *et al.*, 1989; Cinque *et al.*, 1989) si riferiscono principalmente all'evoluzione plio-quaternaria dei Picentini Meridionali. I diversi autori collocano l'inizio dell'instaurarsi di ambienti sub-aerei dalla fine del Miocene e gli inizi del Pliocene (Capaldi *et al.*, 1989) al quale fanno risalire lembi di Paleosuperfici che attualmente si rinvengono sospesi a quote differenti. L'inizio del loro dislocamento si verifica nel Pliocene (Amato *et al.*, 1992) con quella che è stata nominata la prima fase di neotettonica post-Paleosuperficie. Testimonianza di questi movimenti sono i versanti di faglia a maggiore maturità con pendenze comprese tra i 25° ed i 30° (Capaldi *et al.*, 1989) i quali sono stati affetti da un'intensa fratturazione e dissezione lineare che ha prodotto un'elevata quantità di detrito che è andata a costituire un primo ciclo deposizionale. In particolare falde detritiche e coniglioni alluvionali sono messi in posto, specie dove il substrato è di tipo dolomitico. Esempi sono i Conglomerati di Eboli (Cinque *et al.*, 1989) ed i Conglomerati Iumaiano-Montenero

(versante meridionale del Monte Polveracchio). Una seconda fase tettonica si è verificata nel Pleistocene inferiore (Cinque *et al.*, 1989), ha dislocato i ripiani originatesi dall'accumulo dei Conglomerati Iumaiano-Montenero e ha formato versanti policiclici in cui la parte più recente si distingue da quella più antica per le maggiori pendenze (circa 30°-35°) e per la planarità meglio conservata (Capaldi *et al.*, 1989). Come conseguenza anche in questa fase si verifica la deposizione di un nuovo ciclo deposizionale. Un'ulteriore fase di sollevamento (terza fase tettonica) causa l'innescò di ulteriori processi erosionali da parte dei corsi d'acqua ed la successiva fase di sovralluvionamento testimoniata dai conglomerati di Piani di Giffoni, Masseri Canale, Pietrapiana. All'interno del massiccio, tra gli effetti più cospicui di questa fase tettonica si menziona la formazione del bacino lacustre di Acerno, all'interno del quale sono stati rinvenuti dei depositi piroclastici datati 0.75 Ma. Tramite questi è stata attribuita un'età anche alla terza fase tettonica. Da quanto riportato in letteratura, almeno nel settore meridionale dei monti Picentini i depositi quaternari successivi non mostrano segni di attività tettonica.

I depositi quaternari di Serino sono stati oggetto di due studi (Sacco, 1945; Brancaccio, 1969), i quali riconoscono la sussistenza di un lago pleistocenico (lago di Serino) al centro dell'attuale piana del fiume Sabato. La fascia pedemontana risulta costituita da breccie di pendio e depositi di conoidi torrentizi che si rinvengono in rapporti di eteropia ed la cui deposizione è iniziata a seguito della tettonica distensiva del Pleistocene inferiore (Brancaccio, 1969).

2.2.6 Monti della Maddalena (Area E)

I bacini analizzati sono impostati lungo il versante occidentale dei Monti della Maddalena che costituisce il bordo orientale della depressione intermontana del Vallo di Diano.

Quest'ultimo rappresenta uno dei bacini intermontani più estesi dell'Appennino Meridionale, colmato di depositi lacustri e di conoide (Figura 26).

Considerando le caratteristiche litologiche dei bacini analizzati è possibile dividerli in tre gruppi (Figura 26). Dai settori posti più a Nord fino all'abitato di Sala Consilina si compongono di dolomie cristalline in strati e banchi a stratificazione tabulare, calcari dolomitici e dolomie saccaroidi. Questi litotipi di ambiente di piattaforma peritidale ed età variabile dal Giurassico al Paleogene, risultano molto fratturati e talora cataclastici.

I bacini che si pongono tra gli abitati di Sala Consilina e Padula sono costituiti da calcareniti e breccie in strati da medi a spessi e banchi e da calcari fango sostenuti grigio chiari, e calciruditi talora leggermente dolomitici in strati e banchi, di età riferibile al Cretaceo inferiore- Paleogene e di ambiente di piattaforma carbonatica che passa ad ambienti marginali di maggiore energia.

I bacini posti più a Sud che si affacciano sul Comune di Padula sono costituiti da formazioni (Flysh Rosso; Flysh del Galestrino; Scisti silicei) di ambiente di bacino (Scandone, 1968).

I depositi quaternari che colmano il Vallo di Diano vengono riferiti a due cicli deposizionali (Santangelo, 1991) nominati sintema di Buonabitacolo e sintema della Certosa di Padula (Ispra, 2010).

Il sintema di Buonabitacolo (primo ciclo deposizionale secondo Santangelo, 1991) è più antico, presenta un'età compresa tra il Pleistocene inferiore e 300 ky. È costituito da *facies* lacustri e di conoide per uno spessore di almeno 200 m. La litofacies lacustre presenta uno

spessore di 25 m ed è composta da argille grigie a luoghi alternate a livelli limo-sabbiosi con rare lenti di ghiaie fluviali e caratterizzati dalla presenza di livelli piroclastici fortemente alterati. Quella alluvionale affiora lungo il fianco orientale della valle, è fagliata, dislocata e caratterizzata da depositi di conoide fluviale e depositi massivi.

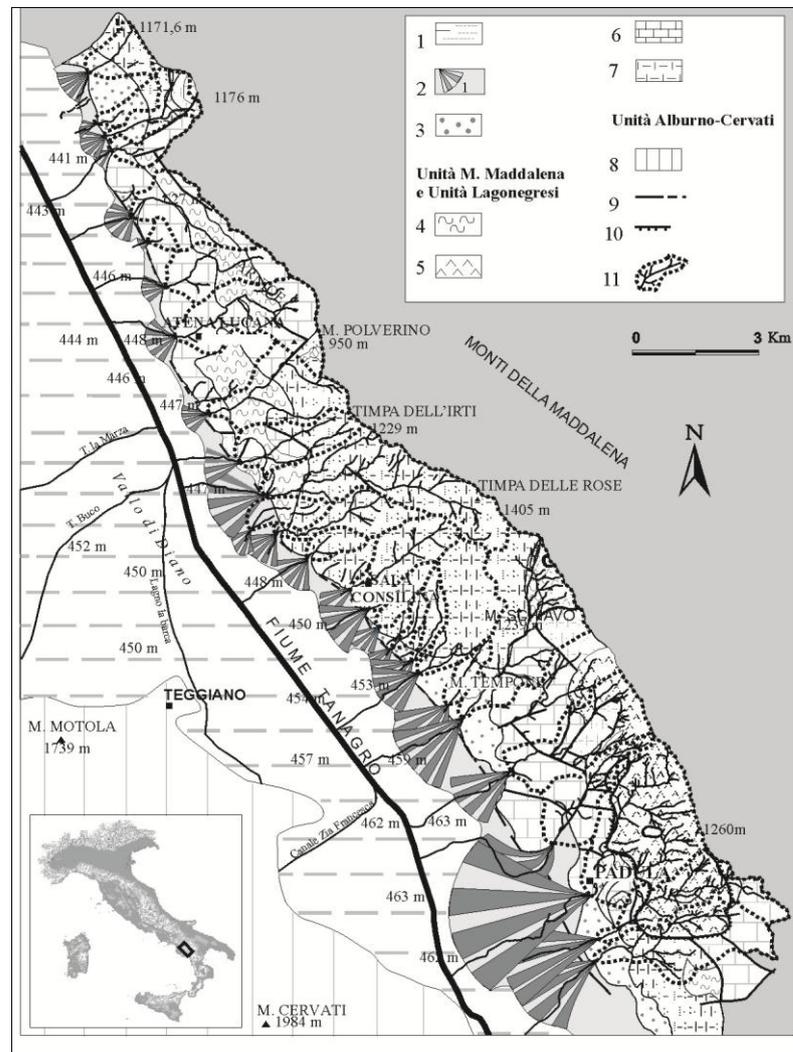


Figura 26- Scema geologico dell'area dei Monti della Maddalena da Santangelo *et al.*, 2006. 1) depositi lacustri (Olocene); 2) conoidi alluvionali attivi (Pleistocene, sup.-Olocene); 3) conoidi alluvionali inattivi (Pleistocene medio- sup.); 4) flysch (Miocene); 5) successioni calcareo-silico-marnose (Giurassico sup.-Eocene); 6) depositi carbonatici (Giurassico inf.- Eocene); 7) dolomie (Triassico); 8) depositi carbonatici (Cretaceo inf.-sup); 9) faglia; 10) sovrascorrimento; 11) bacino idrografico.

Il sintema della certosa di Padula (secondo ciclo deposizionale secondo Santangelo, 1991) comprende anch'esso sia depositi lacustri, sia di conoide. La messa in posto di questo sintema è da riferire all'ultima fase tettonica. La base del sintema coincide con una superficie di erosione a contatto con il sintema di Buonabitacolo che è ascrivita alla parte alta del Pleistocene medio, il tetto coincide con la superficie topografica. I depositi di conoide nel tempo hanno progradato verso il centro della valle spingendo nella stessa direzione anche quelli lacustri. La litofacies lacustre comprende depositi lacustri costituiti da alternanze di argille e sabbie grigie, livelli torbosi nerastri contenenti ghiaietto millimetrico, fino alla profondità di circa 24m. La litofacies alluvionale comprende i depositi di conoide con litologia dei clasti differenti a seconda della natura del substrato del bacino di alimentazione. Presso Padula, ad esempio, sono di tipo silico-carbonatico e presentano basso grado di

sfericità. Presso Sala Consilina invece sono di natura calcareo-dolomitica, con matrice limo-sabbiosa scura e risultano meno arrotondati. Sono evidenti sia depositi ben stratificati, sia a struttura caotica, tipici di trasporto di massa. I lobi di ultima deposizione sono costituiti da depositi massivi matrice-sostenuti composti da ghiaie eterometriche arrotondate immerse nella matrice limo-sabbiosa scura.

Il paesaggio attuale è il risultato dell'attuarsi di tre fasi tettoniche che si sono susseguite a partire dal Pliocene superiore, fino all'Olocene (Santangelo, 1991; Ascione *et al.*, 1992a; 1992b; Ascione & Cinque, 1995).

Tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, infatti, si verifica la prima fase neotettonica (Santangelo, 1991), per mezzo di lineamenti con direzione N 140 i quali hanno delimitano lo spartiacque del bacino del fiume Tanagro che resterà immutato fino all'attuale. Tra il Pleistocene inferiore e gli inizi del Pleistocene medio si verifica una seconda fase tettonica che ha determinato lo sviluppo di un paesaggio policiclico con la formazione di un ulteriore gradino morfologico alla base dei versanti già formati nel periodo precedente. Tali forme sono particolarmente evidenti nel settore a Nord di Sala Consilina. In quello a Sud invece inizia la deposizione della prima generazione di conoidi alla base dei versanti e del primo ciclo lacustre nella valle del Tanagro i quali si trovano in rapporto geometrico di eteropia.

Tra il Pleistocene medio-superiore e l'Olocene una nuova fase tettonica faglia e solleva i depositi lacustri del primo ciclo e quelli di conoide di prima generazione tra Sala Consilina e Padula. L'abbassamento della parte centrale della valle determina l'inizio della deposizione di un secondo ciclo lacustre che dura fino in epoca storica, come testimoniato dalle bonifiche borboniche. Contemporaneamente i corsi d'acqua provenienti dai versanti bordieri, depongono il secondo ordine di conoidi, con attività che si è prolungato fino in epoca storica (Budetta *et al.*, 2000; Santangelo *et al.*, 2006). In un recente lavoro, Villani & Pierdominici (2010) distinguono quattro generazioni, di cui le due più antiche, caratterizzate da depositi ben cementati e a struttura caotica, presentano un'età attribuibile al Pleistocene medio.

La terza generazione è caratterizzata da depositi organizzati in strati molto sommersi che verso l'alto diventano più massivi ed a struttura matrice-sostenuta. Il top della successione viene datato per mezzo del rinvenimento di depositi vulcanici a circa 22 ka. La quarta generazione è costituita da clasti carbonatici dispersi in una matrice sabbiosa, a struttura matrice-sostenuta. È datata come più giovane di 2-3 ka. Le prime tre generazioni presentano scarpate di faglia che testimoniano un'attività tettonica fino al tardo-pleistocene-Olocene (Santangelo, 1991; Villani & Pierdominici, 2010). Il confronto con le suddivisioni dei depositi effettuate da Santangelo, 1991 e Ispra (2010), permettono di attribuire le prime due generazioni al primo ciclo deposizionale (sintema di Buonabitacolo) e la terza e la quarto al secondo ciclo deposizionale (sintema della Certosa di Padula).

CAPITOLO 3
Raccolta ed elaborazione dati

3.1 Analisi geomorfologica dei sistemi bacino-conoide

I sistemi bacino-conoide analizzati s'impostano ai margini dei principali fronti montuosi della Campania e si caratterizzano per un assetto morfologico abbastanza simile.

In linea generale è possibile distinguere tre unità geomorfologiche principali: i paesaggi maturi sommitali, i versanti bordieri di origine strutturale e la fascia pedemontana.

I paesaggi maturi sommitali sono costituiti da superfici spianate, non sempre continue, con bassa energia di rilievo e bassi gradienti di pendio, ascrivibili a *paleosuperfici* (*sensu* Cinque & Romano, 2000), indicative di antichi livelli di base. Si caratterizzano per pendenze minori di 20° e per la presenza di forme carsiche di diverse dimensioni.

I versanti bordieri presentano profili polifasici costituiti da settori più pendenti e ripiani sub-pianeggianti (superfici erosionali di ordine superiore) e sono classificati come versanti strutturali evoluti per meccanismi di *slope replacement* dei quali rimangono evidenti faccette triangolari o versanti rettilinei. Presentano pendenze maggiori di 30° e sono caratterizzati da processi attivi prevalentemente di tipo gravitativo e fluviale. Al loro interno si sviluppa la maggior parte dei bacini idrografici analizzati. I corsi d'acqua principali sono di tipo subseguente e s'impostano in valli dalla tipica forma a V. Nei settori in cui il profilo longitudinale risulta meno pendente, ad esempio in quelli più prossimi alla fascia pedemontana, possono presentare un fondo piatto conferito dalla presenza di materiale detritico di riempimento che talora può apparire reinciso. Oltre alle aste torrentizie principali si possono rinvenire vallecicole disposte lateralmente, scavate da corsi d'acqua effimeri, all'interno delle quali evolvono movimenti gravitativi.

L'unità della fascia pedemontana presenta pendenze, estensioni e continuità laterale variabili a seconda dell'area di studio. In generale assume una morfologia concavo-convessa e costituisce il luogo, dove prevalgono i processi di deposizione fluvio-gravitativi (frane, coni detritici, conoidi alluvionali). Le forme prevalenti sono costituite di conoidi alluvionali multipli composti da due generazioni sia incastrate, sia sovrapposte.

Per l'analisi delle caratteristiche morfologiche sono state elaborate carte geomorfologiche (tavole allegate dalla 1 alla 5). La topografia dei bacini è stata semplificata. In particolare le isoipse sono state rappresentate ogni 25 m per le aree dei Monti del Matese (Tav. 1), dei Monti del Taburno (Tav. 2) dei Monti Picentini (Tav. 4a) e dei Monti della Maddalena (Tav. 5); ogni 20 m per l'area dei monti di Caserta (Tav. 3); ogni 10 m per le aree di Ribottoli e Bagnoli (Tav. 4b). Per fasce pedemontane invece è stata riportata una topografia di maggiore dettaglio, rappresentata da isoipse intervallate di 5m.

Le scale di rappresentazione variano in funzione dell'estensione delle singole aree.

3.1.1 Analisi geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dei Monti del Matese

Presso i Monti del Matese sono stati selezionati 15 sistemi bacino-conoide (Tav. 1).

I bacini s'impostano sul versante a reggipoggio di una struttura monoclinale i cui strati presentano una direzione prevalente NW-SE ed immergono a NE.

I numeri 1A e 10A sono i più estesi (Tabella 3), si caratterizzano per forma e rete di drenaggio differente dagli altri. I restanti bacini possono essere divisi in due gruppi dalle caratteristiche morfologiche simili (dal 2A al 9A e dall'11A al 15A).

I bacini dal 2A al 9A si impostano sulle dolomie triassiche a luoghi molto fratturate. Alcune caratteristiche sono riportate nella Tabella 3. Si caratterizzano per creste allungate e valli incise dalla forma a V. Talora la rettilinearità dei corsi d'acqua principali è interrotta da gomiti e meandri incastrati, che in pianta si dispongono lungo dei lineamenti NW-SE. Le creste presentano una certa continuità da monte verso valle, ma a varie altezze sono dislocate da gradini morfologici, al *top* di ognuno dei quali si sviluppano delle strette superfici erosionali sommitali sub-pianeggianti.

Il *pattern* del reticolo idrografico è di tipo *sub-dendritico*, con numerose anomalie gerarchiche. La densità di drenaggio è pari a circa 5.61 km/km² valutata in scala 1:5.000. Gli alvei presentano sezioni a U, dove le pendenze sono minori di 15° e a V dove sono maggiori. Talora alcuni rami assumono delle direzioni preferenziali da imputare ad un controllo da parte delle discontinuità tettoniche. Nelle valli si verifica la deposizioni dei materiali di copertura ad opera dei processi gravitativi.

	2A -9A	11A-15A	1A	10A
Area (km²)	1.5-4	0.38-2.5	12	17
Lunghezza (km)	3-4	1.7-3.8	4.7	7.8
Fattore forma	0.25	0.42	0.53	0.28
pattern	Sub-dendritico	Angolato/angolare	Angolato/angolare	Sub-dendritico/angolato
Ordine gerarchico	3	2-3	4	4

Tabella 3- Alcune caratteristiche morfometriche dei bacini dell'area dei Monti del Matese.

I bacini tra il numero 11A e 15A presentano un aspetto meno regolare, con valli meno rettilinee e creste più smussate. Anche in questo caso, i profili longitudinali dei corsi d'acqua e delle aree di spartiacqua tra bacini contigui mostrano un andamento a gradinata. Sono meno estesi dei precedenti ed il *pattern* è di tipo angolato/angolare (Tabella 3). L'ordine massimo raggiunto dalle aste principali è il secondo o il terzo e la densità di drenaggio risulta minore con un valore di circa 3.63 km/km² in scala 1:5.000.

La differenza tra i due settori è attribuita ad una sensibile diversità nella giacitura degli strati e nella litologia che è strettamente dolomitica per il primo gruppo e costituita da alternanze di dolomie e calcari dolomitici del Triassico nel secondo.

La fascia pedemontana costituisce un ambiente molto complesso in cui si rinvengono in coalescenza forme messe in posto da processi differenti. In generale predominano quelle di accumulo costituite dai corpi di conoidi alluvionali ed in parte minore da talus detritico-colluviali e cono detritici. Questi ultimi si posizionano nei pressi dei versanti, ai piedi delle faccette triangolari. Presentano estensioni areali molto limitate (minore di 0.1 km²) e sono costituiti dai materiali erosi dai versanti retrostanti, o per l'attivazione di nicchie o di piccoli bacini che presentano aste torrentizie effimere e di primo ordine gerarchico.

I conoidi alluvionali della fascia pedemontana dei Monti del Matese rappresentano corpi multipli ed anastomizzati che si compongono di due generazioni incastrate l'una nell'altra, a formare la tipica morfologia a telescopio. La deposizione della prima generazione, secondo le fonti bibliografiche (Brancaccio *et al.*, 2000), è iniziata dal Pleistocene medio, mentre quella della seconda dal Pleistocene superiore e per tutto l'Olocene, soprattutto per quanto riguarda i

lobi deposizionali per i quali si ha evidenza di attività nelle epoche storiche. Nel settore tra Raviscanina e Piedimonte Matese (dalla numero 1A alla 10A) entrambe le generazioni sviluppano forme a cono ben evidenti, mentre in quello tra Piedimonte Matese e San Potito tendono a diventare molto più irregolari a causa dell'affioramento di lembi di substrato miocenico e cretaceo.

I conoidi di *prima generazione* sono molto estesi e costituiscono l'ossatura dell'intera fascia pedemontana. Si caratterizzano per classi di pendenza più elevate (maggiori di 6°-7° fino ad un massimo di 12°). Sono notevolmente incisi dal corso d'acqua principale; in particolare l'entità dell'incisione non è mai inferiore a 4-5 m ed in alcuni casi può giungere fino ai 20 m. Le valli presentano forme ad U re-incise ed una larghezza che varia tra i 30 ed i 70 m circa. I processi di esondazione da parte dei corsi d'acqua torrentizi, esercitano un'azione solo nelle zone apicali e nell'alveo a causa dell'altezza delle scarpate, mentre le superfici dei conoidi sono soggette a movimenti superficiali tipo soliflusso e dilavamento che in occasione delle piogge più intense, generano l'erosione ed il trasporto del suolo ed il successivo accumulo di depositi colluviali nelle aree a morfologia concava.

I conoidi di *seconda generazione* s'incastrano nei precedenti e si estendono fino al limite con i terrazzi del fiume Volturno, con forme a cono ben sviluppate. Questi corpi risultano molto meno pendenti dei precedenti (5° in media) e presentano un'estensione areale variabile tra 0.5 km² e 2 km². Si caratterizzano per incisioni dei corsi d'acqua di massimo 2 m dove l'alveo è in condizioni naturali, ed di 5-6 m dove sono presenti opere antropiche che hanno notevolmente ribassato il fondo. Nelle zone distali si riconoscono numerosi lobi deposizionali, per alcuni dei quali sono testimoniate attività in epoche storiche (paragrafo 3.2).

Sulla superficie dei conoidi vengono individuati molti alvei abbandonati che disegnano un antico *pattern* dicotomico non del tutto cancellato dalle pratiche agricole. Allo stato attuale invece, ogni conoide è attraversato da un unico corso d'acqua con entità di incisione che diminuisce da monte verso valle, molti dei quali negli ultimi decenni sono stati utilizzati come alvei strada.

Analizzando nel complesso i conoidi della fascia pedemontana dei Monti del Matese, si ricava che mediamente sono molto incise per circa 1-1.5 km a partire dall'apice topografico. Questa zona si ubica quasi completamente all'interno della prima generazione e costituisce un'area di *by-pass* dei flussi che tendono quindi a muoversi esclusivamente nell'alveo fino al raggiungimento di aree poste più a valle. Alcune eccezioni possono sussistere dove l'assetto naturale è modificato dagli interventi antropici come ponti, alterazioni delle altezze delle scarpate o l'ubicazione di centri abitati in corrispondenza dell'apice topografico come si verifica per i comuni di Raviscanina e S. Angelo d'Alife. In tal caso, per alcune centinaia di metri (circa 500 a Raviscanina e circa 300 a S. Angelo d'Alife) dall'apice, l'alveo non presenta più le condizioni di un corso d'acqua naturale (tombature, rialzi del fondo) e in caso di eventi alluvionali possono svilupparsi condizioni di alto rischio per le strutture antropiche più prossime all'alveo. Oltrepassata la fascia di *by-pass*, si entra nel campo dei conoidi di nuova generazione, al cui interno mediamente per circa 1.2 km, l'alveo risulta meno inciso e può presentarsi o in uno stato naturale o regimato da opere antropiche.

3.1.2 Analisi geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dei monti del Taburno

Presso il versante meridionale dei Monti del Taburno sono stati selezionati quattro sistemi bacino conoide (Tav. 2).

I bacini s'impostano sul fianco a reggipoggio del un rilievo monoclinale del Monte Taburno. Si sviluppano prevalentemente nell'unità dei versanti bordieri, dove a diverse altezze si rinvengono cornici litologiche che conferiscono loro un profilo a gradoni e che condizionano la direzione dei corsi d'acqua. In questo settore le pendenze medie sono molto elevate e caratterizzate da valori medi variabili tra i 34° ed i 37°. Nelle parti sommitali sono presenti invece paesaggi più regolari e con pendenze medie di circa 28°.

Le estensioni areali variano tra 0.4 e 0.8 km², l'unico più esteso è il 4B che presenta un area di 1.4 km². La forma è abbastanza allungata per i bacini 1B e 2B (fattore di forma paria a 0.16 e 0.27), mentre quelli 3B e 4B sono più ampi specie nei settori posti a quote più elevati (fattore di forma pari a 0.31 e 0.42). Il reticolo idrografico non è ben sviluppato, le aste principali raggiungono un ordine massimo pari a 2 o 3 ed il *pattern* si presenta parallelo o sub-dendritico/angolato. La densità di drenaggio in scala 1:5.000 varia tra 3.5 e 5.7 km/km².

La fascia pedemontana presenta una larghezza media di 1.5 km, si compone di detrito di versante e conoidi alluvionali anastomizzati e policiclici.

Le falde detritiche sono poste alla base delle faccette triangolari e in particolare tra le conoidi 3B e 4B, dove sono alimentate sia da processi di erosione areale sia da alcune aste torrentizie di primo ordine. Nelle aree più distali di questa zona, infatti, si riconoscono delle forme lobate messe in posto in occasione di eventi di trasporto solido incanalato.

I conoidi alluvionali sono composti di due generazioni incastrate. La *prima generazione* affiora nelle aree apicali (apice topografico mediamente posto a 400 m s.l.m.), presenta pendenze medie di circa 10° e risulta incisa fino a 10-15 m.

I conoidi di *seconda generazione* presentano gli apici posizionati alle quote di circa 350 m s.l.m, aree variabili tra circa 0.5 km² e 1.4 km² e le pendenze medie di circa 7°. Sono attraversate da corsi d'acqua rettilinei con incisioni di 1.5 e 2 m. La superficie topografica è molto irregolare specie nelle zone più distali in cui sono stati mappati diversi lobi deposizionali attivi nelle epoche storiche, poiché contententi all'interno dei depositi diversi frammenti ceramici. I lobi deposizionali sono sollevati fino a due metri rispetto alle aree adiacenti e le aste fluviali che li attraversano presentano un'incisione di circa 1 m.

Sia le aste torrentizie attive che quelle abbandonate sono state trasformate in alvei strada. Ogni conoide è attraversato da un canale singolo ad eccezione del 4B per il quale al passaggio tra le due generazioni l'alveo si biforca in due direzioni.

Le aree urbanizzate si sviluppano dalla seconda generazione verso la piana del fiume Isclero e pertanto sorgono prevalentemente sui lobi deposizionali di recente deposizione.

Come per la fascia pedemontana dei Monti del Matese, anche in questo caso i conoidi di prima generazione costituiscono un ambiente di *by-pass* lungo circa 400 m, oltrepassato il quale, i flussi sono liberi di invadere la superficie topografica dei corpi di conoide di nuova generazione, dove peraltro le aste sono poco incise, non presentano opere idrauliche di contenimento e vengono utilizzate come strade ad uso veicolare.

3.1.3 Analisi geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dei Monti di Caserta

Presso i Monti di Caserta sono stati mappati ventotto sistemi bacino conoide (Tav. 3).

I bacini sono descritti in seguito suddividendoli a seconda del versante di cui fanno parte, in particolare se quello settentrionale con esposizione a Sud o quello meridionale con esposizione a Nord.

Quelli che s'impongono nel versante esposto a Sud possono essere divisi in due gruppi. Il primo è composto da bacini (1C, 3C, 4C, 6C, 7C, 8C, 10C, 11C, 14C, 15C, 16C) che s'impongono nell'unità dei versanti bordieri. Questi sono più piccoli, presentano forme allungate, aste principali di primo o secondo ordine gerarchico e pendenze medie di 24° (Tabella 4, gruppo 1 esp. Sud).

Il secondo è costituito dai bacini (2C, 5C, 9C, 12C, 13C), che si estendono anche all'interno dell'unità di paesaggio maturo sommitale, nel quale si riconoscono diverse superfici pianeggianti poste alle quote di 500 m, tra 600-650 m e tra 700-750 m s.l.m. Questi sono più estesi e presentano un drenaggio più sviluppato (Tabella 4, gruppo 2 esp. Sud).

	Gruppo1 esp Sud	Gruppo2 esp Sud	Gruppo1 esp Nord	Gruppo2 esp Nord
Area (km²)	0.41	1.26	0.28	1.34
Lunghezza (km)	1.08	1.5	0.8	1.7
Fattore forma	0.34	0.65	0.31	0.43
pattern	Angolato/ angolare	Sub-dendritico/ angolato	Angolato/ angolare	Sub-dendritico/ angolato
Ordine gerarchico	1.86 (1-2)	2.80 (2-4)	1.38 (1-2)	2.4 (2-3)

Tabella 4- Alcune caratteristiche morfometriche dei bacini dell'area dei Monti di Caserta.

Quelli esposti a Nord sono ugualmente divisibili in due gruppi, di cui il primo è composto dai bacini (18C, 20C, 21C, 22C, 23C, 26C, 27C) più piccoli e alimentati da aste di primo ordine (Tabella 4, gruppo 1 esp. Nord), il secondo da quelli (17C, 19C, 24C, 25C, 28C) più estesi che si caratterizzano perché presentano versanti asimmetrici (Tabella 4, gruppo2 esp. Nord). In particolare i versanti posti ad Ovest del corso d'acqua principale rispetto a quelli posti ad Est sono più lunghi e più complessi morfologicamente (presenza di selle, superfici spianate, faccette triangolari).

La fascia pedemontana che raggiunge lunghezze massime di 600-700 m, presenta detrito di versante, cumuli di frana, conoidi alluvionali e cono detritici.

I conoidi alluvionali hanno aree variabili da circa 0.01 km² e 0.5 km² e una forma a ventaglio ben sviluppata conferita dalla particolarità che ad eccezione di alcune, non si anastomizzano. Costituiscono corpi multipli (due generazioni) sovrapposti, ad eccezione di alcuni con aree maggiori (5C, 9C, 25C, 28C), che invece risultano incastrati.

Per questi ultimi, i conoidi di prima generazione sono attraversati da incisioni torrentizie di circa 3-4 m; quelli di seconda presentano l'apice idrografico avanzato di circa 200-300 m rispetto a quello topografico e risultano incisi di 1-2 m.

La deposizione dei conoidi di prima generazione inizia nel Pleistocene medio (Zanchetta *et al.*, 2004), mentre quella della seconda si protrae per tutto l'Olocene (Zanchetta *et al.*, 2004). A causa dell'elevato tasso di antropizzazione, non sono chiaramente riconoscibili le tracce del *pattern* idrografico naturale, s'individua infatti solo l'alveo principale il quale spesso è tombato o trasformato in alveo-strada.

In generale considerando lo stato d'incisione degli alvei ed i rapporti tra le generazioni, questa fascia pedemontana presenta un modello di propagazione dei flussi differente rispetto alle due precedenti. Non sussistendo infatti un settore di *by-pass*, in caso di un evento alluvionale, si verifica l'immediato alluvionamento della superficie di conoide già dall'apice topografico. Questo schema trova peraltro giustificazione nelle descrizioni dei dati storici riportate nei paragrafi 3.2.

3.1.4 Analisi Geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dei Monti Picentini.

Per semplificare l'analisi, i sistemi bacini-conoide verranno descritti suddivisi in base ai versanti sui quali si collocano (Tav. 4a e 4b).

Per il versante Ovest del Monte Terminio, che si affaccia sull'abitato di Serino (Tav. 4a), sono stati individuati 12 sistemi bacino-conoide (da 1D a 12D). Esso costituisce un versante di faglia con orientamento NW-SE, inciso da corsi d'acqua subsequenti che s'impostano su faglie ad orientamento NE-SW.

La maggior parte dei bacini (gruppo 1 tabella 5= 1D, 3D, 4D, 7D, 8D, 9D, 10D, 11D, 12D) si sviluppa nell'unità di versante con pendenze medie di circa 33° e una forma allungata. Le quote massime raggiunte sono di circa 1000-1100 m s.l.m., con dislivelli di 450-600 m (Tabella 5). Il drenaggio è composto da aste principali di primo o secondo ordine e pendenze medie di circa 27°.

	<i>Gruppo1</i>	<i>5D</i>	<i>6D</i>	<i>2D</i>
<i>Area (km²)</i>	0.18	0.63	0.62	4.6
<i>Lunghezza (km)</i>	0.8	1.7	1.5	3.8
<i>Fattore forma</i>	0.24	0.23	0.29	0.29
<i>pattern</i>	Angolato/ angolare	Angolato/ angolare	Angolato/ angolare	Sub-dendritico/ angolato
<i>Ordine gerarchico</i>	1.44	2	2	4

Tabella 5- Alcune caratteristiche morfometriche dei bacini dei monti Picentini (versante di Serino).

Solo i bacini 2D, 5D e 6D (Tabella 5) si estendono anche nell'unità di paesaggio sommitale. In particolare il bacino 2D presenta un dislivello di 1230 m ed una morfologia complessa, attribuita dall'alternanza di versanti a diversi *range* di pendenza media e da superfici spianate.

I bacini 5D e 6D si caratterizzano per dislivelli di 650 m e perché nei settori posti a quote più elevate comprendono spianate sommitali situate alle quote di 1000 m e 1030m s.l.m. e selle di raccordo tra varie creste. La pendenza media del rilievo è 25°, quella delle aste principali di 24°. Anche per essi l'ordine delle aste principale è molto basso (1 o 2.)

La fascia pedemontana di Serino mostra un andamento parallelo al versante. È costituita da detrito di versante a contatto del quale in eteropia si rinvengono cumuli di frana e corpi di conoide. Negli spazi d'interconoide prossimi al versante sono attivi processi di accumulo ad opera della gravità e di erosione a causa del dilavamento superficiale.

I conoidi meno estesi (1D, 3D, 4D, 9D, 10D, 11D) presentano corpi non incisi e sovrapposti. Per gli altri si riconoscono due generazioni incastrate di cui la prima si caratterizza per pendenze maggiori di 10°-11° e canali incisi per profondità variabili tra i 7 ed i 12 m. I

conoidi di seconda generazione presentano l'apice idrografico avanzato rispetto a quello topografico di circa 300-400 m. Le pendenze medie sono dell'ordine dei 9°. I corsi d'acqua principali sono incisi per di circa 2 m e vengono utilizzati come alvei-strada. Nelle aree distali, in corrispondenza dell'alveo, si trovano dei lobi deposizionali non dissecati. Anche la conoide 2D è costituita da corpi multipli incastrati, ma si differenzia dalle altre per la maggiore estensione areale, per i valori di pendenza che risultano notevolmente minori (5°) e perché costituisce l'unico corpo per il quale il corso d'acqua principale presenta un deflusso perenne.

I bacini che alimentano la Piana del Dragone (da 13D a 23D) si sviluppano su un versante di faglia dissecato. La maggior parte (gruppo 1 tabella 6=13D, 14D, 15D, 17D, 18D, 19D, 21D, 22D) è impostata nell'unità dei versanti bordieri, con dislivelli variabili tra i 200 ed i 500 m, pendenze medie di 29° ed aste principali di primo o secondo ordine.

	Gruppo 1	16D	20D	23D
Area (km²)	0.22	4.90	2.79	3.10
Lunghezza (km)	0.88	4.21	3.7	2.64
Fattore forma	0.28	0.29	0.20	0.45
pattern	Angolato/ angolare	Sub- dendritico/ angolato	Sub- dendritico/ angolato	Sub- dendritico/ angolato
Ordine gerarchico	1.88 (1-2)	4	4	3

Tabella 6- Alcune caratteristiche morfometriche dei bacini dei monti Picentini (Piana del Dragone).

I bacini più estesi (16D, 20D, 23D) hanno in comune l'ordine gerarchico dell'asta principale, la tipologia di *pattern* idrografico (sub-dendritico/angolato) ed il *range* di pendenza media dei versanti (25°) (Tabella 6), mentre si differenziano per il fattore di forma che assume valori di 0.29-0.20 per il 16D ed il 20D e 0.45 per quello 23D.

Come per i bacini, la maggior parte dei conoidi (13D, 14D, 15D, 17D, 18D, 19D, 21D, 22D) presenta caratteristiche morfometriche simili (aree minori di 0.09 km², pendenze medie di 8°); le eccezioni sono costituite dai conoidi 16D, 20D, 23D, caratterizzati invece da aree maggiori (tra 0.4 e 0.9 km²) e pendenze medie minori (da 2° a 6°).

L'entità delle incisioni degli alvei diminuisce da circa 5 m nelle zone apicali a minori di 2 m in quelle distali.

I bacini di Ribottoli, Bagnoli e Montella sono molto stretti ed allungati (fattore di forma variabile tra 0.13 e 0.30) presentano pendenze e profili abbastanza costanti, aree poco estese ed aste principale di primo o secondo ordine gerarchico. Le uniche eccezioni sono costituite dai bacini 30D e 32D, presso il comune di Bagnoli i quali si sono più estesi (0.49 km² e 0.59 km²) e hanno una forma meno allungata (fattore di forma pari a 0.33 e 0.38).

I conoidi alluvionali corrispondenti sono molto limitati arealmente e composti da corpi multipli sovrapposti.

La presenza per i conoidi dei monti Picentini di molti apparati di tipo sovrapposto e non sempre inciso da aste torrentizie, porta ad affermare che in questi ambienti la deposizione si verifica già a partire dagli apici topografici e che tutto il conoide è suscettibile ai fenomeni alluvionali.

3.1.5 Caratterizzazione geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dei monti della Maddalena.

Presso il versante bordiero dei monti della Maddalena sono stati mappati 20 sistemi bacino conoide. A seconda della litologia del substrato è possibile distinguere tre gruppi di bacini con caratteristiche simili.

Il primo è composto dai bacini a substrato dolomitico (dal numero 1E al 3E, settore di Sala Consilina), che si caratterizzano per le pendenze più elevate (mediamente pari a 32°), per la maggiore regolarità dei versanti e per le forme strette ed allungate alle quali corrisponde un fattore di forma medio pari a 0.24. In corrispondenza delle vette a diverse quote s'individuano delle paleosuperfici. Le aree presentano un valore medio di 1.5 km^2 , ma il *range* di variazione è molto ampio e compreso tra 0.1 km^2 e 6 km^2 .

Le aste torrentizie presentano un ordine gerarchico massimo di 2 o 3 ed un *pattern* tipo angolato. Al loro interno spesso s'innescano fenomeni gravitativi tipo colata.

I bacini che s'impostano sul substrato calcareo (dal 14E al 16E) sono molto meno acclivi (20° in media), presentano forme meno allungate con fattore di forma medio pari a 0.3 ed un drenaggio caratterizzato da un *pattern* sub-dendritico/angolato. Il rilievo appare più articolato e costituito da alternanze di versanti e settori sub-pianeggianti. Le valli sia dei corsi d'acqua principali, sia di quelli secondari sono prevalentemente a V nei settori terminali ed a U in quelli sommitali.

I bacini che si sviluppano nei depositi silico-marnosi (da 17E a 20E presso Padula), presentano forme molto simili a quelli che s'impostano su calcari (fattore di forma medio pari a 0.32) ma rispetto ad essi si caratterizzano per un'idrografia più sviluppata ed un *pattern* variabile tra angolato e sub-dendritico/angolato.

La fascia pedemontana dei Monti della Maddalena è interessata da diversi processi attivi sia sedimentari ed erosionali, sia tettonici. I conoidi alluvionali che ne costituiscono l'ossatura portante, sono composti da due generazioni che si anastomizzano.

La prima generazione è stata attribuita attraverso un confronto con i dati bibliografici al Pleistocene inferiore-medio, mentre la seconda al Pleistocene superiore-Olocene (Santangelo, 1991).

In base ai rapporti tra le generazioni è possibile distinguerle in due gruppi di cui il primo è costituito dai conoidi sovrapposti del comune di Sala Consilina (dalla 4E alla 9E) ed il secondo da tutti quelli rimanti che invece risultano incastrati.

I conoidi del primo gruppo si caratterizzano per la presenza di lobi deposizionali che si rinvencono già a partire dalle zone apicali. Essi sono riconoscibili seppur di diversa età, su tutto il corpo conoide, la datazione è stata possibile grazie al rinvenimento di frammenti ossei e di ceramiche. In particolare quelli più distanti dall'attuale corso d'acqua sono stati attribuiti all'età preistorica, mentre quelli che ne sono immediatamente confinanti vengono attribuiti agli ultimi secoli.

I lobi recenti tendono ad assumere pendenze e spessori decrescenti verso valle, infatti nelle zone apicali possono avere spessori di 5 m e pendenze maggiori di 12°, nella zona centrale presentano pendenze variabili tra i 12° ed i 6°, ed in quelle distali gli spessori risultano minori di 1m e le pendenze minori di 6°.

Le aree totali di questi conoidi si attestano in media intorno agli 0.3 km² ma raggiungano valori massimi di 0.65 km², la superficie topografica appare molto ondulata sia per l'alto grado di urbanizzazione sia per gli eventi alluvionali che l'hanno interessata che nel tempo hanno messo in posto numerosi lobi. Le aste idrografiche risultano completamente antropizzate in particolare in alcuni punti sono sistemate da opere tipo briglie, mentre nella maggior parte del loro tracciato risultano tombate, specie dove attraversano il centro urbano (Figura 93).

Le zone d'interconoide sono costituite da detrito di versante, il quale spesso è sottoposto a processi erosionali tra cui il dilavamento.

Le conoidi incastrate presentano pendenze medie della prima generazione di circa 9°. Queste risultano incise da valli ad V con profondità variabili, ma di almeno 5-6 m.

La seconda generazione sviluppa forme a ventaglio, con pendenze notevolmente inferiori (2° di media), nelle aree distali presentano lobi deposizionali. Le aste fluviali sono incise di circa due metri e spesso sono sistemate da opere antropiche.

Diversi autori (Santangelo, 1991; Villani e Pierdomonici, 2011) per i conoidi 13E, 14E e 15E hanno riscontrato tracce di attività tettonica quaternaria evidenziata da diverse scarpate di faglia di altezza fino a 2 m che dissecano i depositi sia della prima che della seconda generazione.

Nel comune di Padula i corpi di seconda generazione presentano estensioni molto più elevate rispetto alle altre zone (3km² in media), pendenze molto più basse (minori di 2°) e lobi deposizionali molto allungati. Per questi conoidi è stata rinvenuta una letteratura che testimonia un'attività in tempi recenti (paragrafi 3.2). In particolare, per il numero 18E alimentato dal torrente Fabbricatore, sono stati reperiti il maggior numero di documenti, in quanto nel 1306 nella zona apicale è stata costruita la Certosa di San Lorenzo, la quale nel tempo è stata soggetta a ripetuti alluvionamenti. Pertanto, agli inizi del 1900, il Consorzio di Bonifica del Vallo di Diano ha effettuato una sistemazione idraulica del corso d'acqua consistente in una deviazione verso aree meno antropizzate. Allo stato attuale però rimangono ancora evidenti le tracce del vecchio percorso ed i precedenti lobi deposizionali.

3.1.6 Confronto e discussione delle caratteristiche geomorfologiche

L'analisi delle singole fasce pedemontane ha evidenziato che la maggior parte dei processi che accadono al loro interno sono interconnessi con l'evoluzione morfologica dei corpi di conoide.

Questi presentano caratteristiche molto differenti in termini di dimensioni e pendenze all'interno della stessa fascia pedemontana, ma soprattutto tra areali differenti. Ad esempio quelli dei monti del Matese e quelli compresi nel settore di Padula presso i monti della Maddalena sono più estesi, mentre quelli dei monti di Caserta e Picientini sono più pendenti e caratterizzati da aree più piccole.

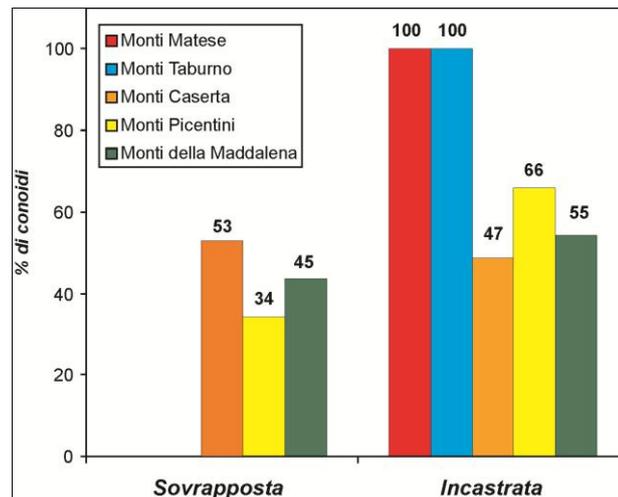


Figura 27- Istogramma di frequenza dei rapporti tra i conoidi che costituiscono corpi multipli.

Tutti i conoidi analizzati sono costituiti da apparati multipli di cui la maggior parte presenta la seconda generazione incastrata all'interno della prima (Figura 27).

I corpi incastrati rappresentano la totalità dei casi presso i Monti del Matese e del Taburno, mentre nelle altre aree interessano più del 50% degli apparati studiati.

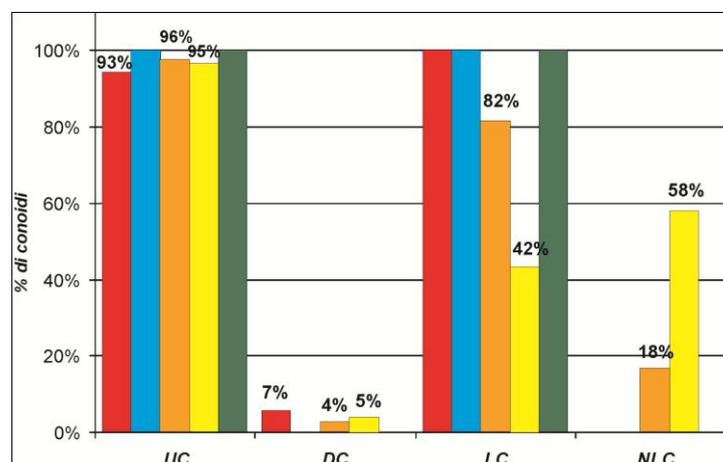


Figura 28- Istogramma dei rapporti laterali e frontali all'interno delle singole fasce pedemontane. Confinato frontalmente dal corso d'acqua di fondo valle (DC), non confinato frontalmente (UC), anastomizzato lateralmente (LC), non anastomizzato lateralmente (ULC).

Lo studio dei rapporti geometrici tra le diverse generazioni oltre ad indicare le aree maggiormente suscettibili a invasione da parte dei flussi, può rappresentare un indicatore di episodi di fagliazione quaternaria e fornire uno strumento per la quantificazione dei tassi di movimento relativi lungo i lineamenti (Bull, 1977; Santangelo, 2003).

Sono stati inoltre valutati i rapporti laterali e frontali di ogni conoide con i corpi confinanti considerando le categorie della figura 5.

Come traspare dalla figura 28, le fasce pedemontane dei Monti del Matese, Taburno e della Maddalena sono costituite da conoidi anastomizzati mentre quelle delle aree dei Monti Picentini e di Caserta possono presentare sia corpi anastomizzati che singoli. Inoltre la maggior parte dei conoidi non risultano erosi frontalmente da un corso d'acqua.

La litologia del substrato ad eccezione dei bacini dei monti della Maddalena risulta uniforme per ogni area e costituita dalle dolomie per quella del Monte del Matese e dai calcari per quelle dei monti del Taburno, di Caserta e Picentini (Figura 29).

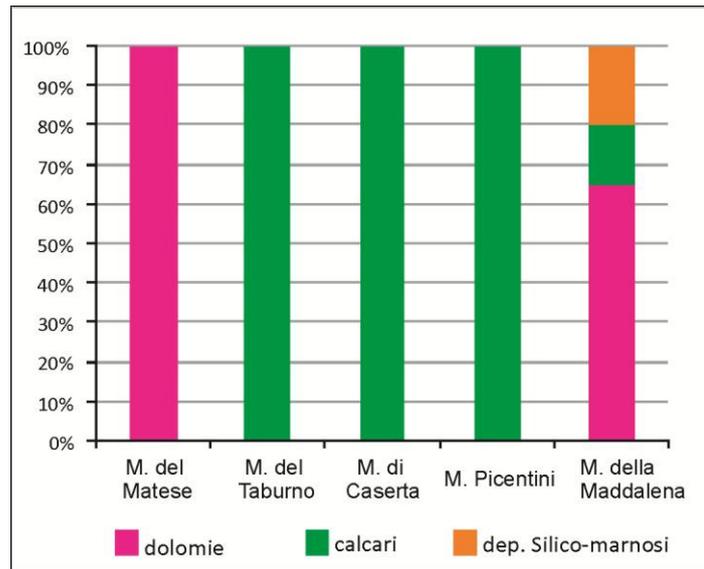


Figura 29- Isogrammi del substrato del bacino per ogni area.

3.2 Ricerca dei dati storici e relazioni con i dati pluviometrici

L'analisi dei dati storici costituisce uno strumento fondamentale per la verifica dell'attività di un sistema bacino-conoide e per l'identificazione delle aree che sono state interessate da alluvionamenti in passato.

Le fonti hanno consentito di identificare i sistemi che si sono attivati negli ultimi secoli: dove le descrizioni sono state particolarmente dettagliate, è stata definita la tipologia di trasporto. In generale sono stati rinvenuti eventi a partire dal 1805 al 2007, di cui la maggior parte si concentra nel 19°.

Nella fase finale sono stati analizzati i dati di pioggia del giorno dell'evento per comprendere le condizioni d'innesco dell'evento.

3.2.1 Cronache storiche presso i Monti del Matese

Per l'area dei monti del Matese, sono documentati 13 eventi la maggior parte dei quali hanno interessato l'abitato di Piedimonte Matese (Tabella 7).

AREA	DATA	Id sistema bacino-conoide	LOCALITA'	Danni
MONTI DEL MATESE	01-10-1581		Piedimonte Matese e paesi limitrofi	400 vittime
	26-09-1728	10A	Piedimonte Matese	Morti annegati
	20-11-1778	10A	Piedimonte Matese	Danni alle abitazioni
	10-1803	10A	Piedimonte Matese	-
	10-1810	10A	Piedimonte Matese	-
	1814		Piedimonte Matese	-
	20-09-1841	10A;	Piedimonte Matese	Vittime colture distrutte
	13-09-1851	2A; 6A; 11A; 10A	Sant'Angelo d'Alife, Alife, Piedimonte Matese;	-
	13-09-1857	2A; 10A	Piedimonte, Sant'Angelo d'Alife	90 vittime, Danni alle strutture e ai campi
	1915	7A; 8A; 9A	Alife	-
	02-10-1948	6A	S. Michele (Alife)	Depositi di breccie nelle case
	26-10-1966	4A-6A-7A; 8A; 9A; 10A	Alife, Piedimonte Matese	-
	27-07-1972	10A	Piedimonte Matese	-
22-06-02	1A	Raviscanina	Danni alle colture	

Tabella 7- Eventi storici per l'area dei Monti del Matese.

I sistemi bacino-conoide che hanno presentato un'attività negli ultimi secoli (figura 30) sono stati i numeri: 1A (Comune di Raviscanina), 2A (Comune di S. Angelo d'Alife); 6A, 7A, 8A, 9A (Comune di Alife); 10A e 11A (Comune di Piedimonte Matese).

La maggior parte di questi episodi si è verificata tra i mesi di settembre e ottobre a causa dell'inizio delle piogge autunnali.

Presso il Comune di Piedimonte Matese (Figura 31) sono meglio documentati e possono essere ascritti prevalentemente a fenomeni tipo *water flood* caratterizzati da un consistente carico liquido. Nelle descrizioni infatti si racconta la lama d'acqua alta 14-18 palmi (pari a circa 3.5- 4.5 m) capace di trasportare una considerevole frazione solida: "... *l'inondazione apportò gravissimi danni al quartiere Vallata dove le acque, trascinando pietrame e tronchi, penetrarono nelle case... la chiesa del Carmine subì i maggiori danni avendo le acque sorpassata l'altezza degli altari.... le acque salirono all'altezza di 18 palmi, per cui gli abitanti si ripararono sui tetti...le acque avevano rotto gli argini attorno alla città ed il materiale veniva trascinato nelle vie con fragore assordante*" (Marrocco, 1926; Viti, 1858; Diodato, 1999a; 1999b)

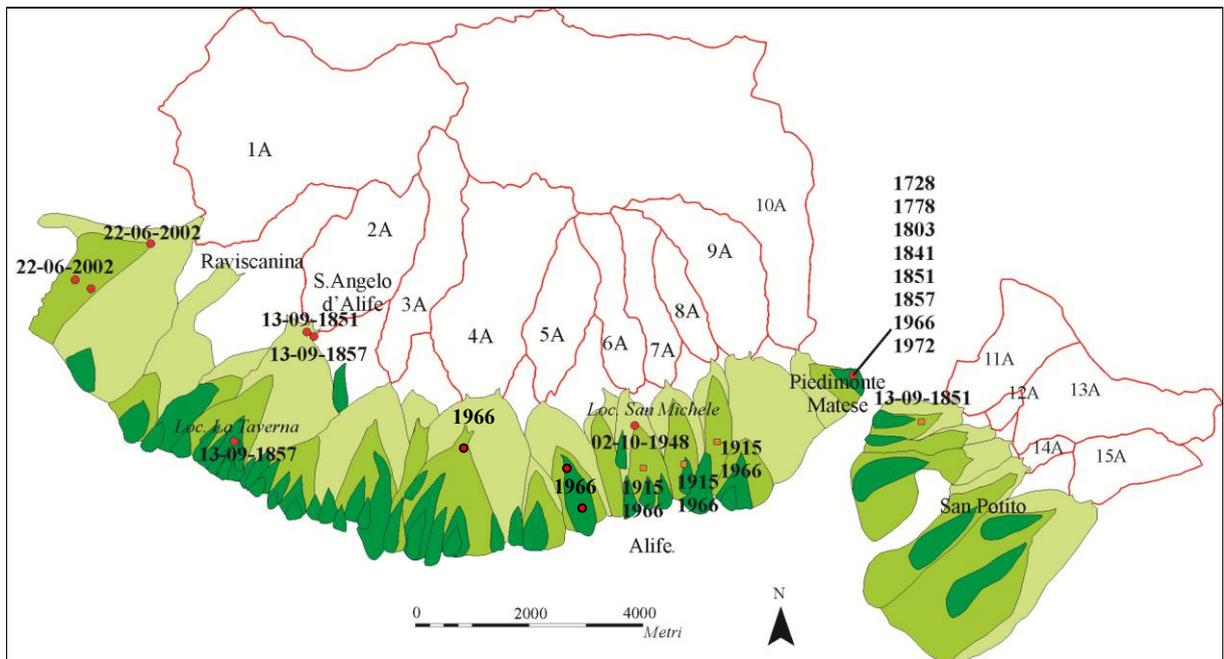


Figura 30- Ubicazione delle alluvioni storiche presso l'area dei Monti del Matese. I pallini rossi indicano il punto in cui sono stati ubicati i danni, i quadrati arancione indicano le alluvioni per le quali è stato individuato il sistema bacino-conoide interessato, ma non il punto esatto in cui si è manifestata. Per il conoide 10A è riportata una carta di maggiore dettaglio nella figura 31.

L'episodio del settembre 1857 (Coppola, 1858; Viti, 1858; Marrocco, 1926; Marrocco, 1963; Diodato, 1999b), si differenzia dagli altri in quanto si caratterizza per un'alta percentuale di carico solido costituito sia da clasti di dimensioni fino ai blocchi, sia da detrito vegetale. Tenendo presente le descrizioni, viene associato ad un fenomeno da *debris flow*: “...abbattè tutti i muri, le case, le strade, che incontrò sul suo cammino e là dove prima erano manufatti dell'uomo, si scavò il suo letto profondissimo.. la superficie era perfettamente cambiata, ...sdradicarono perfino alberi secolari e svelsero dai fianchi e dai fondi vallivi massi enormi, che nessuno avrebbe creduto potessero essere soltanto mossi... un gran masso, rotolato dalla piena, sfondò il portone della filanda ... fango sulle macchine”. I danni furono enormi “case sfondate, cadaveri galleggianti”. Raffaele Marrocco nel 1926, attribuisce la violenza dell'alluvione all'assenza di opere di contenimento all'interno dei valloni: “le gole delle nostre montagne prive di opere di difesa atte ad arginare le acque torrenziali nella loro precipitosa violenza, resero assai disastrosa questa inondazione, anche perché i grossi macigni precipitati a valle e trasportati dalla corrente sin dentro l'abitato, unitamente al terriccio e tronchi d'alberi, ostruirono non solo i canali e i pubblici recessi, ma finanche i ponti ,... ”

Dai documenti emerge che almeno fino agli inizi del 1800 l'alveo del torrente Paterno (figura 31) era poco inciso, e che le alluvioni si verificavano con una frequenza quasi annuale tanto che gli abitanti temevano per la propria incolumità ad ogni inizio della stagione invernale, “... Colle piogge autunnali, in settembre-ottobre, ogni anno c'erano un'ansia e l'ansia alcune volte divenne dramma”. Dagli inizi del 1900 iniziarono i lavori di imbrigliamento ed approfondimento dell'alveo conclusi definitivamente nei primi anni '60. A seguito di queste sistemazioni non vengono riscontrate alluvioni di particolare entità, l'unica eccezione è quella

susseguita alle piogge dell'ottobre del 1966 che rappresenta una delle più intense e con esondazioni avvenute in gran parte del territorio italiano.

La zona più frequentemente inondata risulta essere il quartiere Vallata, situata in destra idrografica del tratto finale del torrente Paterno del conoide 10A (Figura 31).

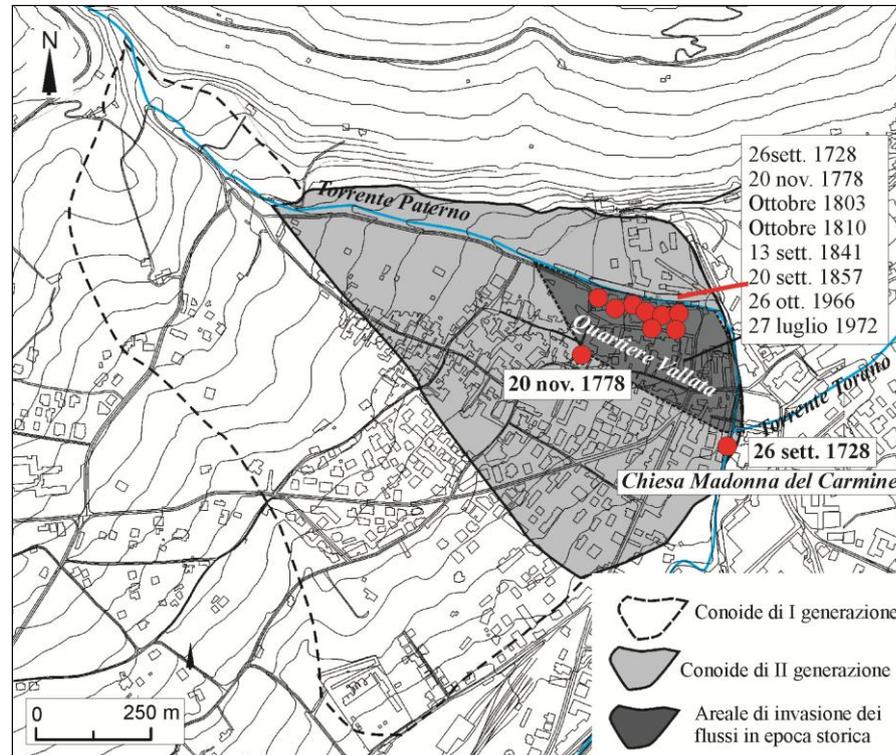


Figura 31- Ubicazione delle alluvioni storiche per il conoide 10A. I Pallini rossi indicano il punto in cui sono stati identificati i danni.

Per le altre conoidi dei Monti del Matese è più difficile ubicare esattamente l'area danneggiata in quanto nelle descrizioni non sempre sono riportati i toponimi.

Per il territorio di Alife (Figura 30) un documento porta a conoscenza dell'evento del 2 ottobre 1948 verificato in località S. Michele posta nella zona apicale della seconda generazione del conoide numero 6A: “L'alluvione trasformò in vallone la mulattiera in località S. Michele di Alife; strade vicinali, seminativi ed arborei furono imbrecciati da uno strato di detrito calcareo di oltre un metro” (Caiazza, 2002).

Le interviste ai locali hanno consentito di delimitare delle aree danneggiate da fenomeni ascrivibili a *water flood* nelle aree apicali e mediane dei conoidi 4A e 6A a seguito delle piogge dell'ottobre 1966.

Per il conoide 1A del Comune di Raviscanina l'alluvione del 22 e 23 settembre 2002 ha causato danni alle colture e ad alcune abitazioni poste nelle aree apicali e mediane del conoide di seconda generazione (Figura 30).

L'evento meglio documentato (Coppola, 1858; Viti, 1858; Marrocco, 1926; Marrocco, 1963; Diodato, 1999b; Caiazza, 2002) per il conoide 2A (comune di Sant'Angelo d'Alife) si è verificato il 13 settembre 1857 (Figura 32).

Le descrizioni permettono di ricostruire che fu innescato da una pioggia durata circa due ore a seguito della quale si sentì “...un cupo fragore, così forte da rompere i timpani e dar emicrania”. Dal vallone S. Bartolomeo (attuale Valle Para) e dalla Valle S. Maria (attuale

Valle Peduccio) fuoriuscivano una grande quantità di sassi ed acqua che causarono molte vittime per annegamento (Figura 32).

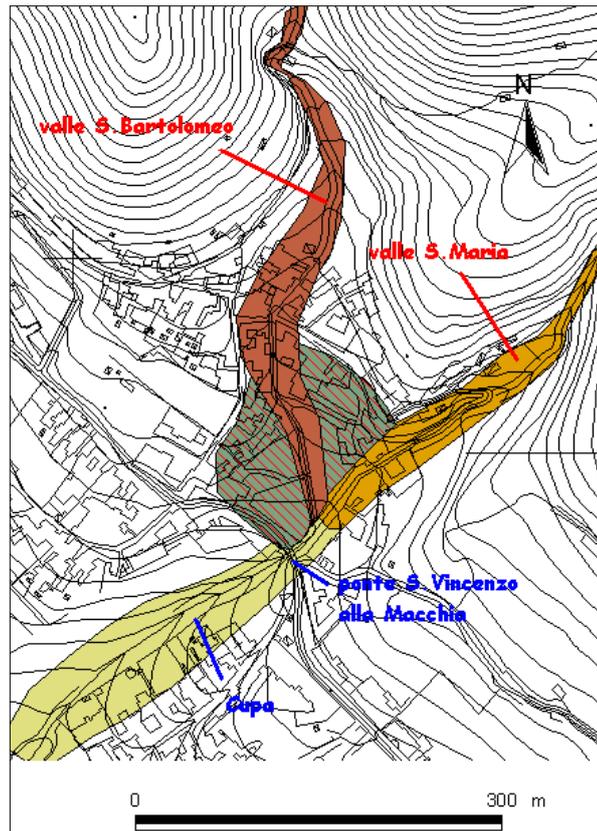


Figura 32- Ricostruzione dell'alluvione del 1857, presso il comune di Sant'Angelo d'Alife (apice del conoide 2A). In marrone è evidenziato il percorso delle acque del torrente S.Bartolomeo, in giallo, quello delle acque del torrente della valle S. Maria. La zona grigia a righe rosse indica la superficie del paese, presso la quale si sono registrati danni. In verde è indicato il Vallone Cupa.

Le acque dei due corsi d'acqua si congiungevano nei pressi del ponte S. Vincenzo della Macchia (Figura 32), il quale non presentando una luce sufficientemente ampia si occluse causando l'alluvionamento delle zone a monte: *“Quando quel ponte fu costruito non si pensava potesse succedere simile disastro, quindi non era abbastanza a dare sfogo a quell'immenso volume d'acqua cosicché il di più da sopra il ponte si riversò sul sottoposto fondo Preti ed in men che non dico, il caseggiato col tappeto fu raso al suolo, una porzione d'acqua cominciò a scendere alla Cupa”*. Le acque si riversarono sulla superficie tra i due corsi d'acqua portando ad uno stravolgimento della topografia: *“...non era più riconoscibile, la superficie era perfettamente cambiata, era un ammasso di ciottoli e macigni...non vedi altro che smisurati massi accavallati l'uno sull'altro”*. I morti furono molti, i detriti, trasportati risultarono delle più varie dimensioni passando dai sassi a blocchi. Ulteriori accumuli sono stati individuati nei lobi deposizionali posti in zona distale ed in particolare presso la località La Taverna (Figura 30), *“...il torrente portò nella pianura immensa ghiaia e sotto la taverna più di cento tomoli di terreno erano ingombri di sassi”*.

Per questo episodio la tipologia di trasporto dedotta è attribuibile ad un fenomeno da *debris flow*.

3.2.2 Cronache storiche presso i Monti di Caserta

Presso i sistemi bacino-conoide dei Monti di Caserta, sono stati individuati 11 eventi alluvionali (Tabella 8) verificatisi dagli inizi del 1800 al 2001, nel periodo dell'anno compreso tra la fine di agosto e la metà di novembre, ad eccezione di quelli del 1833 e del 1941 che invece si sono verificati tra i mesi di giugno e luglio.

AREA	DATA	Id sistema bacino-conoide	LOCALITA'	Danni
MONTI DI CASERTA	1811	2C; 4C; 5C; 25C; 28C	Arienzo, S.Maria aVico	Strade invase da detriti
	11-07-1829	28C	Arienzo	Strade invase da detriti
	19-10-1830	25C; 26C; 27C; 28C	Arienzo	Strade e campi danneggiati
	16-07-1833	28C	Arienzo	alluvionamenti
	17-11-1880	25C-28C	Arienzo	alluvionamenti
	01-06-1941	28C	Arienzo	alluvionamenti
	18-11-1956	19C	Arpaia	alluvionamenti
	1970	C28	Arienzo	alluvionamenti
	25-09-1974	13C; 20C; 21C; 25C; 26C;	Arienzo, Arpaia, Forchia	alluvionamenti
	03-10-1974	25C; 26C; 27C; 28C	Arienzo, S. Maria a Vico	alluvionamenti
	08-22-2001	2C	S.Maria aVico	alluvionamenti

Tabella 8- Eventi storici per l'area dei Monti di Caserta.

Le descrizioni non sempre permettono di attribuire una tipologia di trasporto certa. La maggior parte delle testimonianze si riferisce al comune di **Arienzo** (sistemi bacino-conoide 25C, 28C). Per molti di questi la tipologia di trasporto ipotizzabile è al limite tra una corrente liquida con molto carico solido ed un *debris flow*: sono descritti, infatti, “ *territori allagati, chiese coperte d'acqua, straripamenti, cantine sotterrate o rese inabitabili, strade riempite di limo e pietre e arena, case sotterrate, flussi di lava*”. I toponimi usati nelle descrizioni permettono di ubicare solo una parte degli episodi rinvenuti (Figura 33).

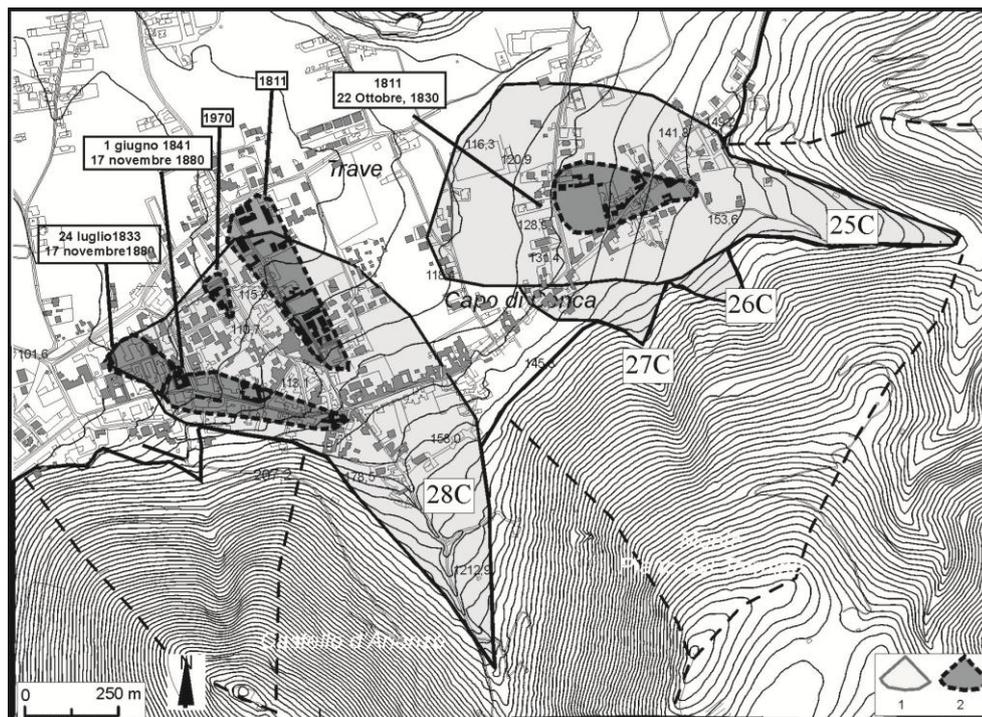


Figura 33- Ubicazione delle alluvioni storiche per il comune di Arienzo. Legenda: 1) corpo di conoide; 2) area di recente deposizione.

La problematica risulta molto sentita dagli amministratori locali già alla fine dell'Ottocento, infatti, in un verbale della giunta di Arienzo del 17 novembre 1880 per l'incanalamento delle acque di Castello (sistema bacino-conoide 28C) si legge: “*Cav. Finelli sindaco di detto*

comune a' dichiarato che dovendo incanalare nel vicino torrente le acque del Monte Castello le quali ora si versano nella Piazza Valletta...”(Mauro & Di Rosa, 1987). In Mauro (1977) sempre per lo stesso sistema bacino-conoide, si afferma “... era veramente dannoso che attraverso la via Consolare, oggi Caudino (odierna via Roma) fosse passato un torrente, il quale spessissimo straripando inondava il paese, giungendo l'acqua sin dentro la Terra Murata, ove arrecava gran danno. Già moltissimo tempo era trascorso dacchè si era fatto un progetto per deviare queste acque, ma oggi solamente può dirsi il paese scevro del tutto...”.

Per il comune di **Arpaia** (sistema bacino-conoide 19C) sono stati rinvenuti due soli episodi i cui danni non sono ubicabili in un'area precisa del conoide (18 novembre 1956 e 25 settembre 1974). Per il primo si racconta in maniera generica di alluvionamenti, per il secondo, invece, le descrizioni fanno pensare ad un *debris flow* caratterizzato da un elevato carico solido costituito sia da detriti rocciosi, sia vegetali (“ *l'improvvisa caduta di detriti e massi provenienti dalle colline, e dagli alberi sdradicati dal forte vento, si è trasformata in un vero e proprio alveo coperto di melma, paralizzando completamente il traffico* ”).

In ultima considerazione è importante notare che nel vicino Comune di S. Felice al Canello (posto ad Ovest di Arienzo) sono testimoniati circa 19 eventi verificatisi tra il 1700 ed il 2002. Le fonti riportano alluvioni e allagamenti, talora di cumuli di massi deposti. Tra i vari episodi, sono significative cinque violente alluvioni verificatesi nel giugno 1794, a seguito di un'eruzione del Vesuvio e pertanto manifestatesi come flussi denominati “*di lava*” a causa dell'elevato carico di depositi vulcano-clastici.

Tali documenti testimoniano il ruolo assunto dalle coperture piroclastiche nel condizionare lo sviluppo di episodi alluvionali, la tipologia di trasporto e nel fornire importanti carichi solidi in aggiunta a quelli già presenti nel bacino in condizioni normali.

3.2.3 Cronache storiche presso i Monti Picentini

Per l'area dei Monti Picentini sono state ritrovate le documentazioni di 7 episodi (Tabella 9).

AREA	DATA	Id sistema bacino-conoide	LOCALITA'	Danni
MONTI PICENTINI	22-01-1805	24D	Ribottoli	67 vittime
	07-11-1842	5D; 8D	Serino (S.Rocco, S.Lucia)	19 vittime
	21-11-1851	4D; 5D	Serino (S.Lucia, Troiani)	Case alluvionate ed invase dai detriti
	1851		Vulturara Irpina	alluvionamenti
	20-03-1853		Vulturara Irpina	
	08-20-1993	24D	Ribottoli	1 vittima
	09-29-2007		Vulturara Irpina	alluvionamenti

Tabella 9- Eventi storici per l'area dei Monti Picentini.

Le informazioni ottenute non permettono di localizzare esattamente il sistema bacino-conoide interessato ad eccezione che per gli eventi del 7 novembre 1842 e del 21 novembre 1851 (Masucci, 1842) che hanno interessato i sistemi 6D (località Santa Lucia di Serino) e 8D (San Rocco di Serino) del Comune di Serino. Le descrizioni fanno riferimento a fango e detrito che, proviente dai versanti, ha distrutto tutto ciò che ha incontrato sul proprio percorso (“... *le ultime case furono rase al suolo, né più risorsero; la chiesa fu abbattuta* (chiesa di S.Rocco); *morirono 19 persone. I poderi sottostanti furono devastati; la via carrozzabile fu per un lungo tratto ricoperta di fango e di pietre per molti palmi di altezza ... Nella cappella di Costantinopoli l'acqua raggiunse circa un metro di altezza. Un grosso macigno che stava per*

sfondarla fu arrestato, da esso Don Raffaele Moscati, allora sindaco, ricavò pilastri per la sua casa").

Per il Comune di Ribottoli l'episodio del 1805 viene descritto come un'alluvione-frana, mentre in quello di Volturara Irpina sono stati riscontrati diversi eventi che hanno interessato tutto l'800 e che hanno causato problemi sia al centro abitato che ai campi coltivati (De Meo, 1932) "... acque che sdruciolano da detti burroni trascinano seco anche ogni sorte di materiali e vanno questi a posarsi nell'intera pianura sottoposta, che è appunto il territorio chiamato Dragone, distruggendo così la coltura e le acque tutte non avendo uno scolo regolare... nelle piogge non interrotte trasportarono materiali di ogni sorta e ne ingombrarono gli edifici vicini".

Le descrizioni portano a dedurre per tutti le alluvioni riscontrate per l'area dei Monti Picentini sono state caratterizzate da un trasporto prevalente di tipo *debris flow*.

3.2.4 Cronache storiche presso i Monti della Maddalena

Presso i Monti della Maddalena sono stati documentati 14 episodi che hanno interessato il comune di Padula e 7 che hanno interessato quello di Sala Consilina (Tabella 10).

AREA	DATA	Id sistema bacino-conoide	LOCALITA'	Danni
MONTI DELLA MADDALENA	09-06-1806	8E; 9E	Sala Consilina	30 vittime, 40 case abbattute
	4/19-12-1814	6E; 7E; 8E; 9E	Sala Consilina	Strade danneggiate dei detriti
	06-06-1822	8E; 10E	Sala Consilina	Strade e case danneggiate dei detriti
	18-06-1827	5E-8E	Sala Consilina	Strade danneggiate dei detriti
	27-10-1839	18E	Padula	Danni alla Certosa di Padula
	1851	18E	Padula	Danni alla Certosa di Padula
	1857	18E	Padula	Danni alla Certosa di Padula
	13-06-1858	7E	Sala Consilina	22 vittime 50 case abbattute
	1859	18E	Padula	Danni alla Certosa di Padula
	10-10-1867	18E	Padula	Danni alla Certosa di Padula
	1876	18E	Padula	Danni alla Certosa di Padula
	1881	18E	Padula	Danni alla Certosa di Padula
	1883	18E	Padula	Danni alla Certosa di Padula
	1900	18E	Padula	Danni alla Certosa di Padula
	11-1927	8E	Sala Consilina	I depositi invadono le strade
	30-06-1947	8E; 9E	Sala Consilina	Danni alle case, 1 vittima
	16-02-1963	18E	Padula	Danni a strade e case
	18-02-1963	18E	Padula	Danni a strade e case
	12-12-1968	18E	Padula	Danni a strade e case
	20-12-1993	18E	Padula	Danni a strade e case
26-11-1996	18E	Padula	Danni a strade e case	

Tabella 10- Eventi storici per l'area dei Monti della Maddalena.

Per il territorio di Padula le descrizioni sono state insufficienti ai fini della definizione della tipologia di trasporto prevalente, ma come si nota dalla figura 34, l'abbondante carico solido trasportato dalle ripetute alluvioni ha sollevato l'attuale piano campagna di 4-5 m rispetto a quello su cui era stata costruita la Certosa di San Lorenzo nel 1300.



Figura 34- Confronto dell'entrata della Certosa di Padula, nel 19° secolo a seguito delle ripetute alluvioni (a) ed allo stato attuale (b).

Per il Comune di Sala Consilina il maggiore dettaglio delle descrizioni (Archivio di Stato fascicoli, 1271, 1272, 1273) ha consentito di ubicare esattamente dove le alluvioni abbiano arrecato danni e con quale tipologia di processo (Figura 35). In particolare è stato notato che gli episodi si sono manifestati nelle zone apicali con caratteristiche tipo *debris flow* aventi un elevato carico solido, talora costituito da massi di grandi dimensioni, che hanno abbattuto case e causato morti (“...Le acque direttesi per un torrente, che divide la città in due porzioni uguali portandosi con esse un'infinità di stravaganti sassi, ed urtando questi la case di abitazione situate ai fianchi del torrente, ne fecero crollare circa quaranta dai fondamenti, colla morte di circa trenta infelici, dell'uno e dell'altro sesso, oltre una quantità di feriti. Il letto del torrente ripieno oggi dai materiali lasciati dalla tempesta minaccia la quasi intera rovina di quella Città alle prime acque copiose, che cadessero... rimase talmente rovinata la strada detta la Valle, che i cittadini, erano non solo inabilitati transitarvi, ma ancora uscire, o entrare nelle proprie abitazioni. I gran massi di pietre, e di arena erano tali, che tutta la pubblica strada n'era incombrata...”).

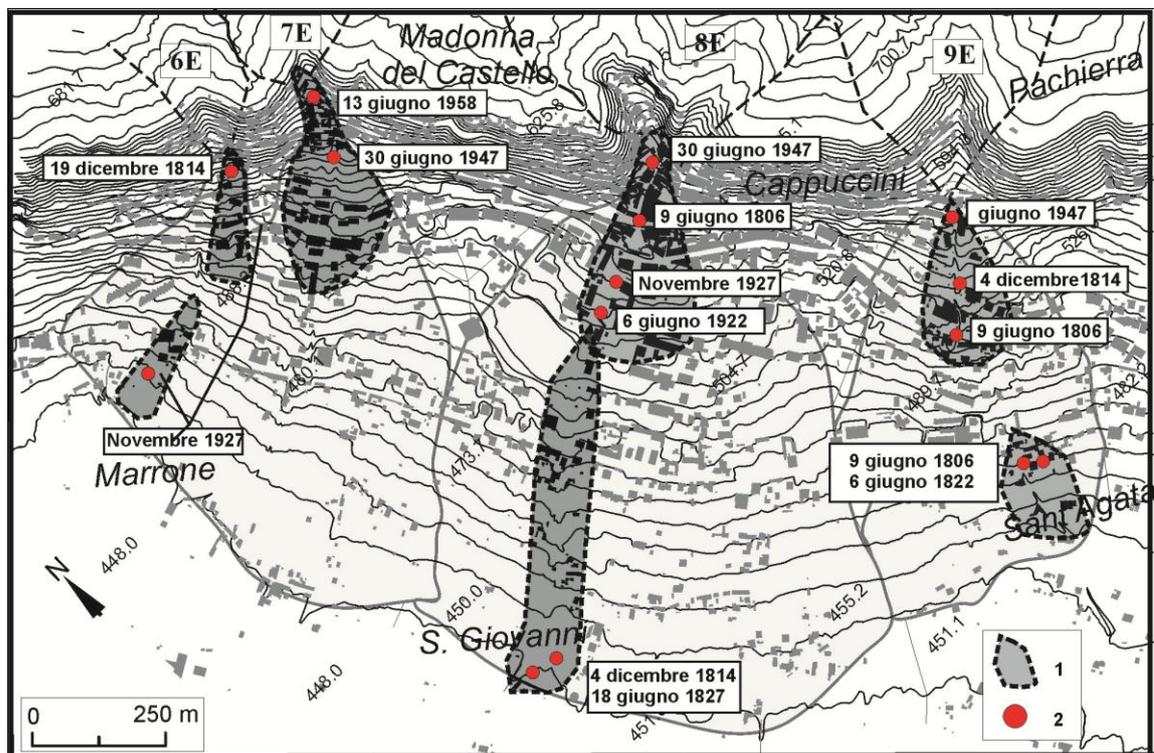


Figura 35- Ubicazione delle alluvioni storiche nel comune di Sala Consilina. Legenda: 1) lobo deposizionale, 2) ubicazione delle aree danneggiate.

Nelle aree distali (località S. Agata e San Giovanni, figura 35), invece, i flussi sono stati caratterizzati da una prevalenza del carico liquido che ha trasportato clasti delle dimensioni massime della ghiaia (“... il guasto accaduto nella pubblica strada. Ivi giunto ho osservato alla Vostra presenza che il canale dell'acqua, che sgorga dal Territorio de Signori Petrinis ingombra la strada, per cui è soggetta a de guasti che sono caggionati dalle piogge e dall'acque, che vengono a scaturire dal suddetto territorio. Ho veduto che la strada ha sofferto molto per le acque che l'hanno inondata, e che ha bisogno prontamente di una riattazione,... Per la riparazione della strada denominata di S. Giovanni, che le continue acque han reso impraticabile con gravo danno ai cittadini, ai quali viene impedito il commercio”).

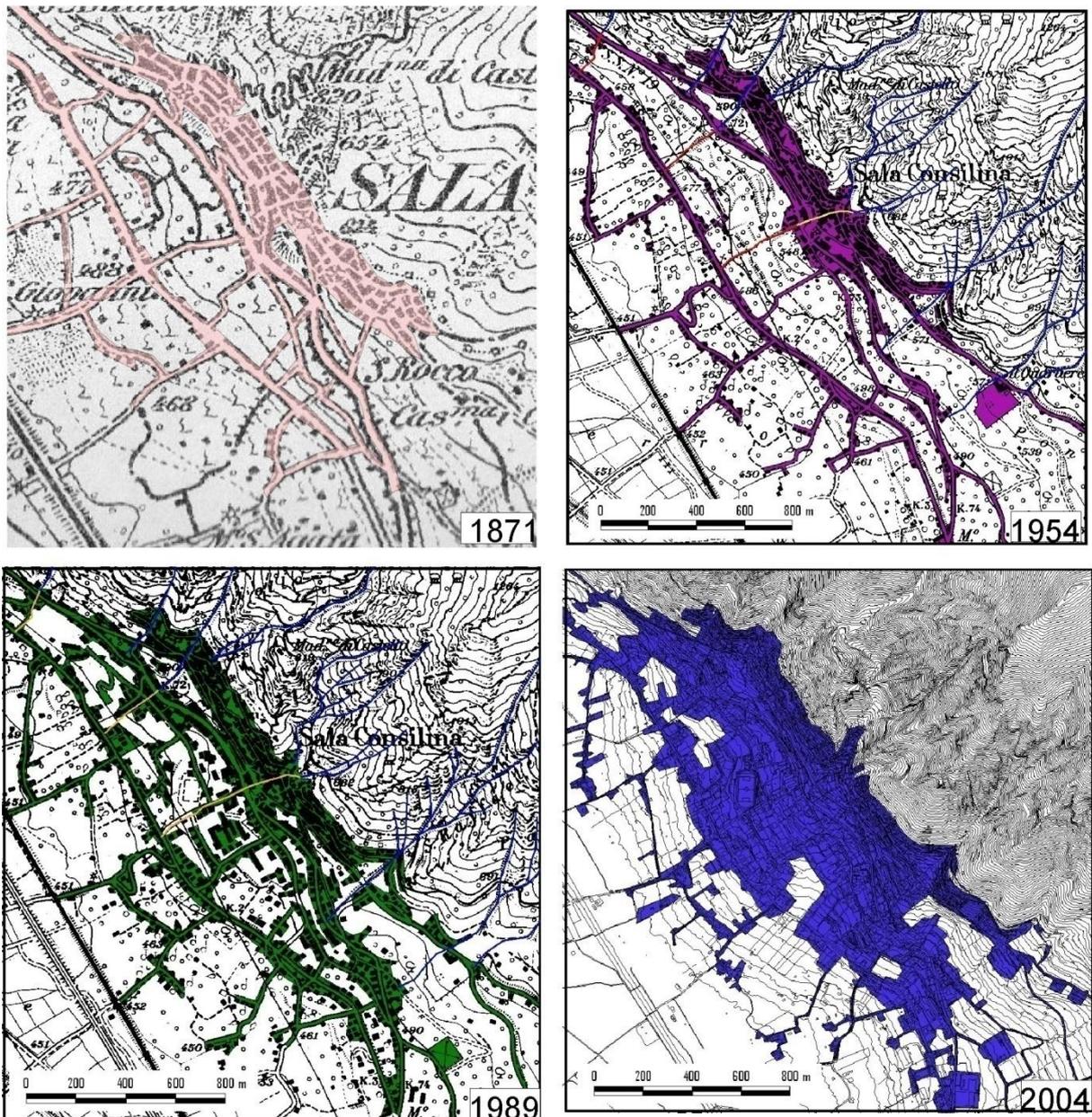


Figura 36- Sviluppo dell'Urbanizzato nel comune di Sala Consilina.

La maggior parte dei danni si sono localizzati all'interno dei lobi deposizionali mappati su base topografica.

Nonostante il ripetersi per tutto l'800 e metà '900 di differenti episodi ascrivibili a *debris flow*, come si nota dalla figura 36, contemporaneamente alla perdita della memoria storica, l'urbanizzato ha subito un forte sviluppo specie negli ultimi decenni.

3.2.5 Sintesi della tipologia di trasporto per le aree di studio

Le analisi delle fonti storiche hanno consentito di associare una tipologia di trasporto agli eventi meglio descritti. Questa risulta da *water flood* per i sistemi bacino-conoide dei Monti del Matese ed in particolare del 10A, allo stesso tempo però, il rinvenimento di descrizioni ascrivibili a fenomeni da *debris flow* (evento del 1857) induce a pensare che non si esclude l'accadimento di questi fenomeni quando nel bacino si innescano particolari processi che portano alla produzione di grandi quantità di detrito.

Per l'area di Sala Consilina e dei Monti Picentini, tutti gli episodi sono chiaramente riconducibili a *debris flow*. In particolare per Sala Cosilina, emerge che la deposizione della maggior parte del carico solido è avvenuta in corrispondenza delle zone apicali, mentre in quelle distali i flussi sono stati caratterizzati da una prevalenza dei carichi liquidi. Meno chiara appare l'interpretazione della tipologia di trasporto per le aree dei Monti di Caserta e dei sistemi bacino-conoide del Comune di Padula.

3.2.6 Analisi dei dati pluviometrici

Successivamente all'analisi storica, ci si è posti l'obiettivo di comprendere, dove possibile, le condizioni pluviometriche che hanno portato all'innescio dei passati fenomeni alluvionali. Per tale motivo sono stati analizzati i dati ricavati dagli annali idrologici del Servizio Idrologico Nazionale. Contrariamente alle aspettative, l'analisi è stata limitata da alcune problematiche, in particolare:

- I dati delle alluvioni si riferiscono prevalentemente all'800, mentre le registrazioni pluviometriche sono disponibili a partire dagli anni venti del 1900 e peraltro sono affette da lacune temporali, riferibili soprattutto agli anni 30 e 40.
- I pluviometri sono assenti nei bacini studiati presso le aree dei Monti del Taburno, Monti di Caserta e Monti Picentini. Nelle altre aree, sono di un numero limitato e talora si localizzano nelle aree apicali dei corpi di conoide.

Per ogni stazione sono stati acquisiti i dati riguardanti altezze di pioggia annuale, mensile e giornaliera e dove reperibili anche le altezze massime annuali di pioggia per durate di 1, 3, 6, 12h.

Analisi pluviometriche dei Monti del Matese

Nella area dei monti del Matese sono presenti 6 pluviometri, come riportato nella figura 37.

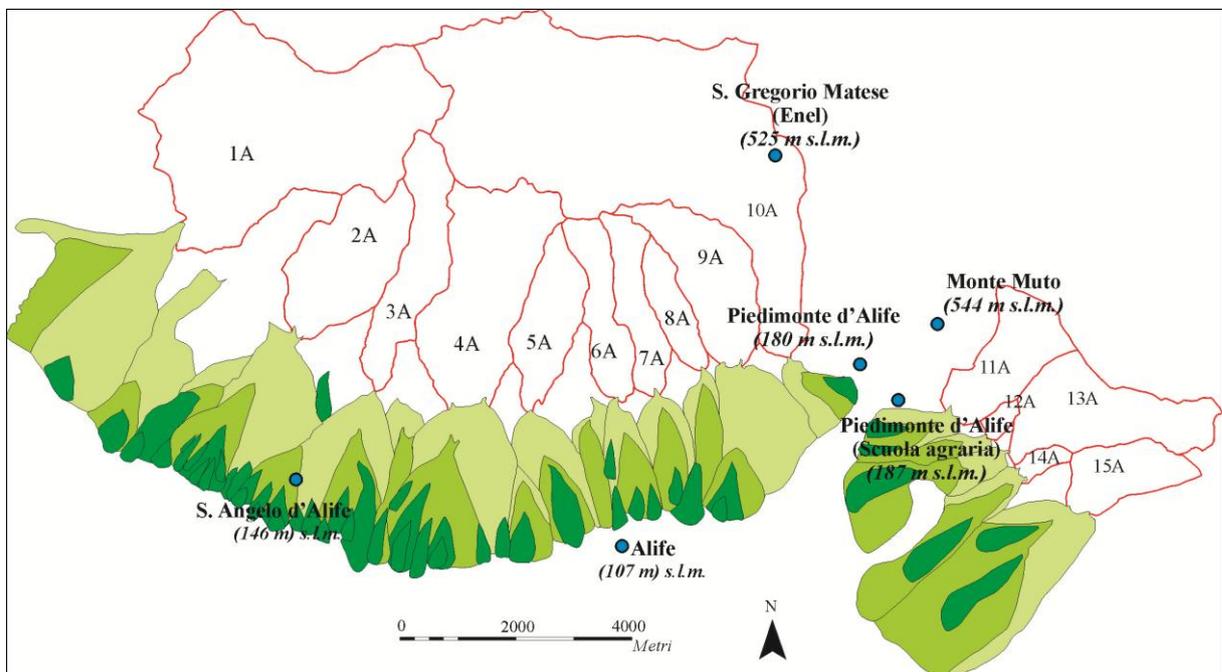


Figura 37- Ubicazione dei pluviometri nell'area dei Monti del Matese.

I pluviometri di S. Angelo d'Alife ed Alife e Piedimonte d'Alife presentano delle serie molto discontinue e limitate a periodi di tempo molto brevi, per tanto tutte le analisi sono state eseguite tramite i dati delle stazioni di Monte Muto, S. Gregorio Matese, e Piedimonte Matese (Scuola Agraria). La stazione di Monte Muto registra dati dal 1952 al 1959 e dal 1978 al 1993; quella di S. Gregorio Matese dal 1951 al 1999, con delle lacune in corrispondenza del 1956, 1957, 1965, 1970, 1971 e 1976; quella di Piedimonte Matese, dal 1960 al 1999, con dei *gaps* in corrispondenza del 1968, 1982, 1994, 1995.

L'analisi ha avuto lo scopo di esaminare le condizioni di innesco dell'evento alluvionale considerando le precipitazioni giornaliere dei casi evidenziati dall'analisi storica (26 ottobre 1966 e del 27 luglio 1972).

L'evento piovoso del 1966 risulta chiaramente riconoscibile nelle serie di S. Gregorio Matese e Piedimonte, in quanto presenta le altezze di pioggia giornaliera in assoluto più elevate sia considerando le piogge giornaliere (Figura 38), che quelle orarie (Tabella 11).

	1h	3h	6h	12h	24h
Massime altezze orarie (Piedimonte d'Alife)	35.12	259,6	279	313,6	339
Massime altezze orarie (S. Gregorio Matese)	120	160			257.8

Tabella 11- Massime altezze orarie, per le diverse durate di pioggia (1, 3, 6, 12, 24h) misurate dalla stazione di Piedimonte d'Alife e S. Gregorio Matese. I valori corrispondono alla precipitazione del 26 ottobre 1966.

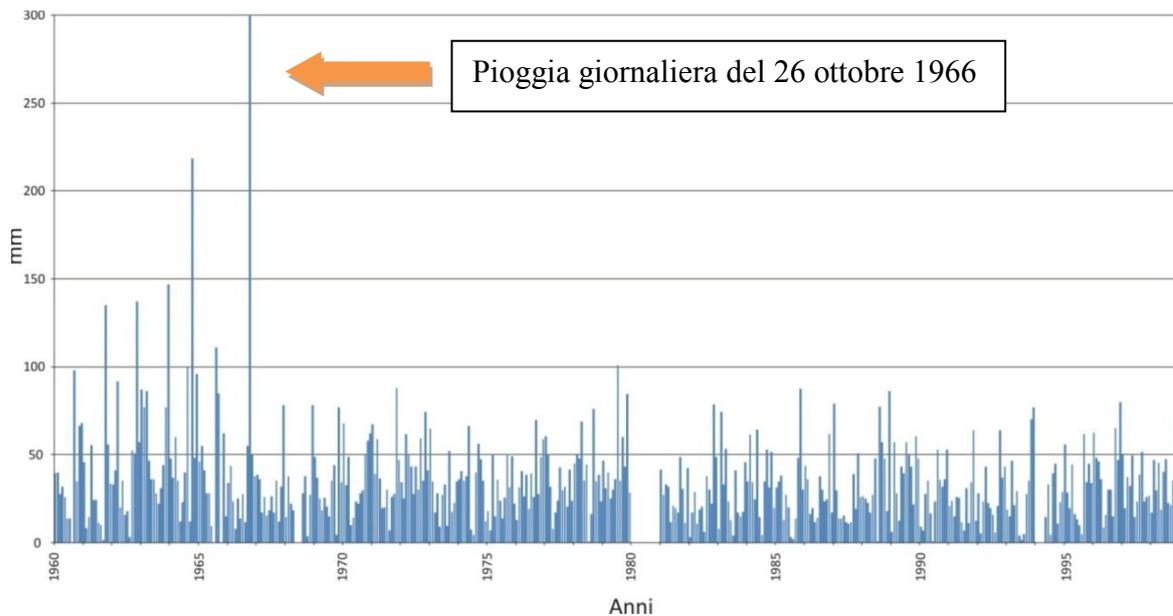


Figura 38- Nella figura sono state semplificate per consentire la rappresentazione, solo le precipitazioni massime giornaliere per ogni mese dalla stazione di Piedimonte Matese (scuola agraria) per il periodo che va dal 1960 al 1999.

Valutando i dati riportati nella tabella 11 e nella figura 38 si ricava che l'alluvione sarebbe stata innescata da una pioggia nel giorno dell'evento di almeno 250 mm.

Per l'evento del 27 luglio 1972 i dati derivano dalle stazioni di S. Gregorio Matese e Piedimonte Matese (scuola agraria). Nel giorno precedente (26 luglio) vengono registrate delle piogge orarie (Figura 39a) con altezze (56,2 mm in un ora) tali da corrispondere alle più elevate di quell'anno per quella durata, mentre in quello dell'evento (27 luglio) si riscontrano altezze di 104.6 mm in 12 ore presso il pluviometro di S. Gregorio Matese ed 86 mm presso quello di Piedimonte Matese (scuola agraria). Sono state considerate inoltre le piogge cumulate di 3, 5 (Figura 39b) e 10 giorni precedenti all'alluvione, dalla cui analisi emerge che l'episodio, è stato preceduto da 10 giorni piovosi, la cui cumulata presenta altezze di circa 200 mm.

Precipitazioni di massima intensità registrate ai pluviografi

Anno 1972

BACINO E STAZIONE	INTERVALLO DI ORE														
	1			3			6			12			24		
	mm	Inizio		mm	Inizio		mm	Inizio		mm	Inizio		mm	Inizio	
		giorno	mese		giorno	mese		giorno	mese		giorno	mese		giorno	mese
S. Gregorio Matese	56.2	26	lug.	59.6	26	lug.	59.6	26	lug.						

(a)

Massime precipitazioni dell'anno per periodi di più giorni consecutivi

Anno 1972

BACINO E STAZIONE	NUMERO DEI GIORNI DEL PERIODO														
	1			2			3			4			5		
	mm	data		mm	dal	al									
S. Gregorio Matese (Enel)	134.8	6 Mar.		150.6	5 Mar.	6 Mar.	172.0	10 Nov.	12 Nov.	177.4	24 Lug.	27 Lug.	192.4	23 Lug.	27 Lug.
Piedimonte Matese ♦	74.6	11 Nov.		116.2	11 Nov.	12 Nov.	116.2	11 Nov.	12 Nov.	116.2	11 Nov.	12 Nov.	134.0	25 Lug.	29 Lug.

(b)

Figura 39- Nella prima tabella (a) Precipitazioni di massima intensità del 1972, per le durate di 1,2 e 3 ore. Nella seconda tabella (b) massime precipitazioni dell'anno per 1, 2, 3, 4 e 5 giorni consecutivi.

Analisi pluviometriche dei Monti del Maddalena

Nell'area dei Monti della Maddalena sono presenti due pluviometri (Figura 40) di cui quello di Sala Consilina è posizionato all'interfaccia tra i bacini 7E ed 8E, mentre quello di Padula in prossimità delle zone apicali del conoide 18E.

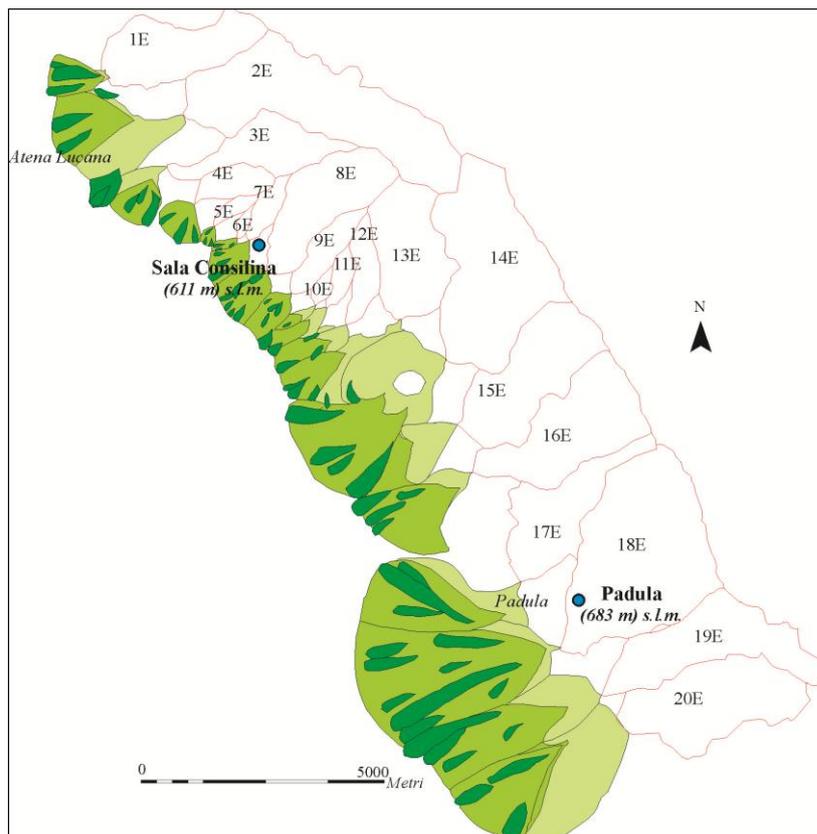


Figura 40- Ubicazione dei pluviometri nell'area dei Monti della Maddalena.

La stazione di Sala Consilina misura dati in continuo dal 1930 al 1942 ed dal 1952 al 1992, mentre quella di Padula dal 1953 al 1969 e dal 1979 al 1993.

Gli eventi alluvionali per i quali è possibile ricavare delle informazioni sulle altezze di pioggia sono del 18 febbraio 1963, del 12 dicembre 1968 e del 20 dicembre 1993.

Il 18 febbraio 1963, presso il pluviometro di Sala Consilina, è stata registrata una pioggia di 52,6 mm in 6 ore che corrispondono ad uno dei valori più elevati misurati per quell'anno per tale durata (Figura 41a). Allo stesso modo anche per le piogge cumulate di più giorni consecutivi vengono raggiunte le massime precipitazioni dell'anno (Figura 41b).

In corrispondenza delle altre alluvioni (12 dicembre 1968 e 20 dicembre 1993), invece, non si riscontrano altezze di pioggia con valori fuori dalla media.

segue: Tab. III — Precipitazioni di notevole intensità registrate ai pluviografi

Anno 1963

BACINO E STAZIONE	INTERVALLI DI ORE														
	1			3			6			12			24		
	mm	INIZIO		mm	INIZIO		mm	INIZIO		mm	INIZIO		mm	INIZIO	
		Giorno	mese		Giorno	mese		Giorno	mese		Giorno	mese		Giorno	mese
Sala Consilina	32.0	19	lug.	48.0	19	lug.	52.6	18	lug.	52.6	18	lug.	57.2	3	ott.

(a)

segue: Tab. IV — Massime precipitazioni dell'anno per periodi di più giorni consecutivi

Anno 1963

BACINO E STAZIONE	NUMERO DEI GIORNI DEL PERIODO														
	1		2			3			4			5			
	mm	data	mm	dal	al	mm	dal	al	mm	dal	al	mm	d 1	al	
Padula	120.0	3 feb.	142.0	8 ott.	9 ott.	200.0	3 feb.	5 feb.	223.0	17 feb.	20 feb.	255.0	17 feb.	21 feb.	

(b)

Figura 41- Nella prima tabella (a) Precipitazioni di massima intensità del 1963, per le durate di 1, 2, 3, 6, 12 e 24 ore. Nella seconda tabella (b) massime precipitazioni dell'anno per 1, 2, 3, 4 e 5 giorni consecutivi.

3.2.7 Confronto tra i risultati dell'analisi storica e alcune osservazioni climatiche

L'analisi delle fonti storiche ha evidenziato che, la maggior parte degli eventi alluvionali si sono verificati durante l'800, mentre sono diminuiti sia di frequenza, sia di intensità durante il 900. Questo cambio di regime può essere spiegato in accordo con quanto affermato da diversi studi (Amato, 2005; Diodato, 2007), i quali ritengono che in Campania tra 1798 ed il 1919 si siano instaurate condizioni climatiche (Piccola età glaciale) che hanno favorito l'aumento della produzione detritica. Dal 1920 fino al 2002 (Diodato, 2007) sarebbero, invece, riprese condizioni che avrebbero determinato un momento di stasi nell'attività dei sistemi analizzati. Ai fattori climatici si deve aggiungere inoltre che a partire dagli anni 40-50 è iniziata la costruzione di briglie di sistemazione dei bacini il cui scopo è stato di trattenere i sedimenti erosi dai versanti ed abbassare la pendenza longitudinale dei corsi d'acqua in modo da decrementarne la capacità erosiva.

A conferma di quanto affermato da Diodato (2007) è stato notato che gli eventi alluvionali più intensi registrati durante il 1900 sono accaduti durante gli anni 60-70, i quali considerando le

precipitazioni annuali (Figura 42) rappresentano l'intervallo di tempo mediamente più piovoso di tutto il secolo.

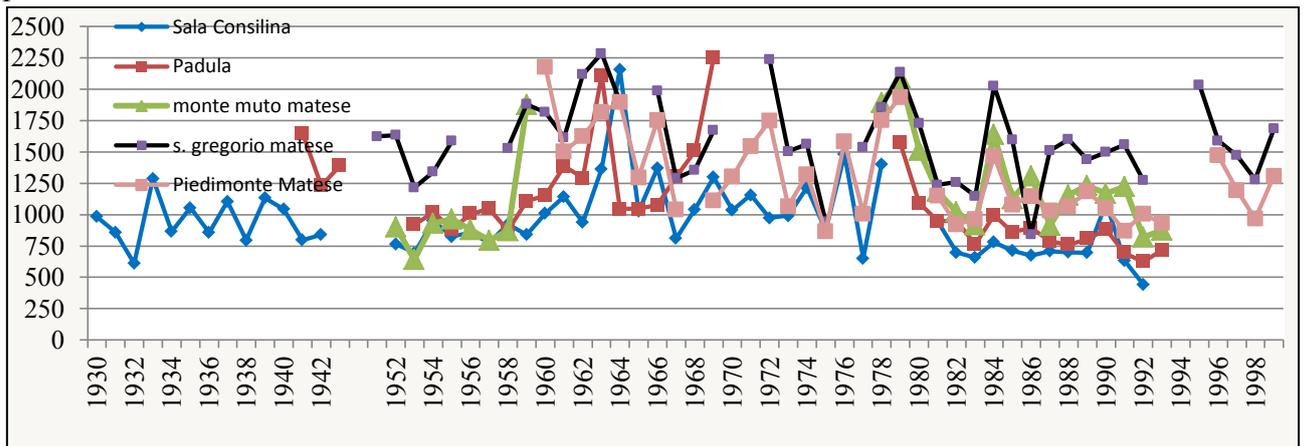


Figura 42- Altezze di pioggia annuali per le stazioni Sala Consilina, Padula, Monte Muto Matese, S. Gregorio Matese, Piedimonte Matese (stazione agraria). Dall'immagine si nota un trend crescente delle precipitazioni durante gli anni 60 e 70.

Questi dati inducono a pensare che nuove variazioni climatiche sbilancite verso un aumento delle precipitazioni di forte intensità potrebbero determinare la riattivazione delle conoidi come già verificatosi nel recente passato.

3.3 Rilevamento e stratigrafia delle fasce pedemontane

Le *facies* rilevate mostrano peculiarità differenti in ogni area analizzata. In questa tesi sono stati accorpati depositi con caratteristiche sedimentologiche simili e messi in posto dalla stessa tipologia di evento deposizionale. Nella tabella 12 sono sintetizzate le *facies* individuate indicate con delle lettere dell'alfabeto:

- La *facies A* consiste in alternanze ritmiche di strati ghiaiosi e strati sabbiosi con spessori da centimetrici a decimetrici. La stratificazione è parallela al piano campagna ed immergente verso valle. La struttura è clasto-sostenuta, i clasti con forma allungata possono presentare un particolare *fabric* con l'asse *b* immergente verso l'apice del conoide (clasti embriciati). Paragonandola con le descrizioni riportate in letteratura (paragrafo 2.1.3) è possibile affermare che corrisponde alla *facies A* per le conoidi “*watersheet dominated*” proposta da Blair, 1999a, ed alla *facies Gh* proposta da Zanchetta *et al.*, 2004. La tipologia di trasporto associata a questi depositi è da *water flood*.
- La *facies B* è costituita da sabbie e ghiaie di piccole dimensioni con una struttura a laminazione incrociata, le quali si associano ad antidune che si depongono quando la velocità della corrente decrementa in modo non violento ed il carico solido viene trasportato prevalentemente sul fondo (paragrafo 2.1.3). È indicata come *facies B* per i conoidi “*watersheet dominated*” proposta da Blair, (1999a) e *Gt* da Miall (1977, 1978). La tipologia di trasporto associata è da *water flood*.
- La *facies C* si caratterizza per clasti carbonatici immersi nella matrice. La struttura è matrice-sostenuta e caotica. I clasti di dimensioni da centimetriche a decimetriche, presentano angoli vivi o smussati. A seconda dell'area analizzata, la matrice può essere di natura carbonatica o derivata dall'erosione di suoli (*facies C_C*) oppure di natura piroclastica (*facies C_P*). Nella sigla distintiva è stata inserita un'ulteriore lettera (A, M, B) indicativa della densità dei clasti. In particolare con la lettera A s'indica una concentrazione di clasti particolarmente elevata e tale che la struttura converge verso una clasto-sostenuta. Con M s'indica una densità media e con B una densità molto bassa, per cui il deposito è costituito quasi esclusivamente da matrice con pochi clasti sparsi. Si associa ad un trasporto da *debris flow*. In letteratura è indicata come *facies A* per le conoidi *debris flow dominated* da Blair (1999b) e come *Gms* da Miall (1977, 1978) e da Zanchetta *et al.* (2004).
- La *facies D* presenta una struttura caotica clasto-sostenuta costituita da clasti eterometrici con spigoli da angolati a sub-arrotondati. L'aspetto è prevalentemente massivo, ma in alcune aree è possibile rinvenire dei livelli con clasti isorientati o embriciati. La matrice può essere quasi completamente assente (*facies D₁*) e di natura carbonatica o derivata dall'erosione di suoli (*facies D_{2C}*) oppure di natura piroclastica (*facies D_{2P}*). La tipologia di trasporto associata è da *debris flow* o da *hyperconcentrated flow*. In letteratura è descritta da Blair (1999b) ed indicata come *facies B*.

- La *facies E* è costituita da depositi di natura vulcanoclastica rimaneggiati ad opera dei movimenti colluviali. Si rinviene negli strati più superficiali e prossimi al piano campagna delle aree dei monti di Caserta. Talora può inglobare dei clasti carbonatici di dimensione da millimetrica a centimetrica.
- La *facies F* è costituita da piroclastiti sabbioso-siltose rimaneggiate e sottilmente laminate, talora contenenti clasti piroclastici millimetrici. Tali depositi si associano a processi di trasporto laminare. In letteratura sono indicati da Zanchetta *et al.* (2004) come *Ss*.

Sigla		Caratteristiche	Trasporto	Ubicazione	Bibliografia
Facies A		Depositi laminati e clasto-sostenuti	<i>Water flood</i>	M. Matese Taburno M. Maddalena	<i>Facies A (watersheet dominated)</i> Blair, 1999a. <i>Gh Zanchetta et al.</i> , 2000
Facies B		Depositi clasto-sostenuti e con presenza di strutture ad antiduna	<i>Water flood</i>		<i>Facies B (watersheet dominated)</i> Blair, 1999a. <i>Gt Miall</i> , 1977, 1978
Facies C	C_C	C_{CA} C_{CM} C_{CB}	<i>Debris flow</i>	Tutte le aree	<i>Facies A (debris flow dominated)</i> Blair, 1999b. <i>Gms Miall</i> , 1997, 1978. <i>Gms Zanchetta et al.</i> , 2004.
	C_P	C_{PA} C_{PM} C_{PB}			
Facies D	D₁		<i>Debris flow/ Hyperconcentrated flow</i>	Tutte le aree	<i>Facies B (debris flow dominated)</i> Blair, 1999b.
	D₂	D_{2C} D_{2P}			
Facies E		Depositi rimaneggiati di natura vulcanoclastica, corrispondenti a depositi colluviali talora comprendenti piccoli clasti carbonatici.	<i>Processi colluviali</i>	M. Picentini M. Caserta	
Facies F		Livelli sottilmente laminati di sabbie limose di natura vulcanoclastica	<i>Water flood-Sheet flow</i>	M. Picentini M. Caserta	<i>Ss Zanchetta et al.</i> , 2004

Tabella 12- Tabella riassuntiva delle facies riscontrate per le conoidi campane.

3.3.1 Fascia pedemontana dei Monti del Matese

La fascia pedemontana dei monti del Matese è stata caratterizzata tramite il rinvenimento di 77 affioramenti (Figura 43).

Sintetizzandone le caratteristiche è possibile affermare che questi conoidi sono costituiti dall'alternanza di quattro facies deposizionali, di cui la prevalente è quella *A*. Essa, infatti, si rinviene in quasi tutti gli affioramenti e presenta una buona continuità laterale. Nei livelli a granulometria maggiore la struttura è clasto-sostenuta con clasti isorientati e assenza di matrice, in quelli a granulometria minore invece aumenta la componente matriciale di natura carbonatica (Figura 44a). Talora è possibile trovare dei livelli all'interno dei quali i clasti possono presentare una minore organizzazione (Figura 44b). I clasti di natura carbonatica possiedono spigoli prevalentemente angolati o sub-arrotondati, le dimensioni massime

raggiunte sono di circa 30 cm, ma variano secondo l'ubicazione rispetto all'apice idrografico. Quelli con forma allungata sono spesso embriciati.

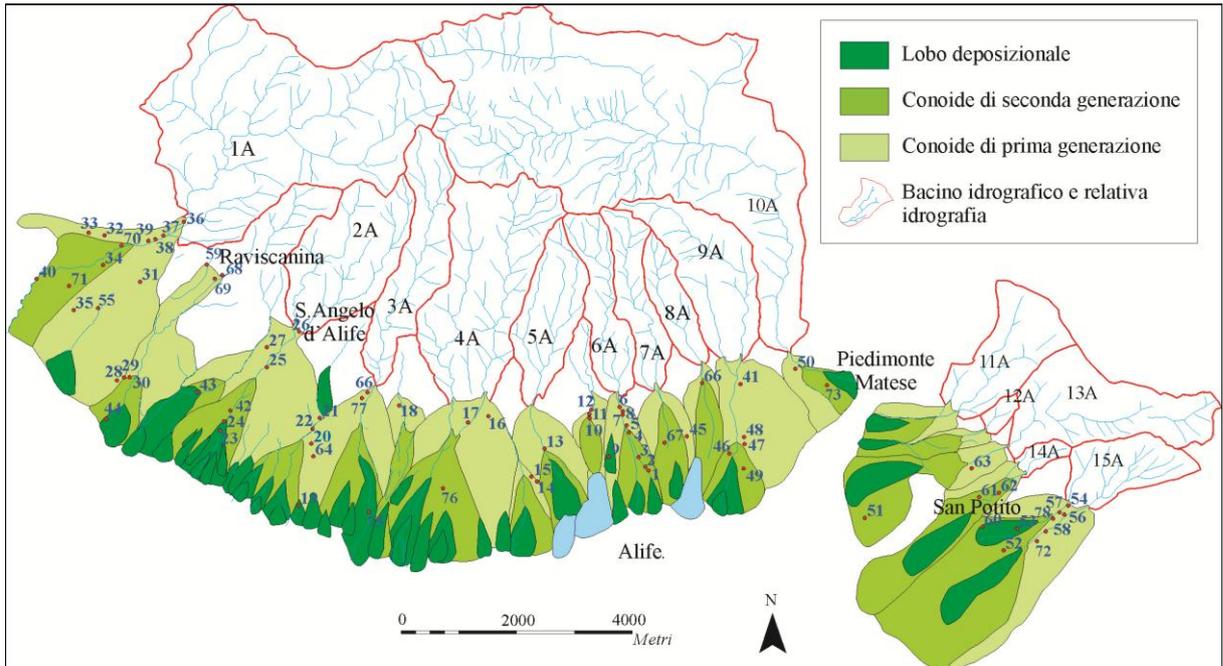


Figura 43- Schema dell'ubicazione degli affioramenti rinvenuti presso la fascia pedemontana dei Monti del Matese.

La *facies* D_{2C} costituisce la seconda facies più diffusa. I clasti di natura calcarea raggiungono dimensioni massime dell'asse *b* di circa 50-80 cm. È generalmente presente un'abbondante matrice sabbioso-limosa di origine carbonatica o derivata dall'alterazione di paleosuoli. L'aspetto è prevalentemente massivo ma è possibile rinvenire dei livelli con i clasti che presentano una isorientazione ed un *fabric* embricato.



(a)



(b)

Figura 44- Esempio dei depositi caratterizzanti la *facies* A presso i Monti del Matese.

La *facies C_C* rappresenta la terza *facies* più diffusa, si rinviene prevalentemente in prossimità del piano campagna, specie nei corpi di conoide più recenti. La densità dei clasti risulta prevalentemente media (*facies C_{CM}*).

La *facies B* è la meno diffusa poiché è stata rinvenuta solo in corrispondenza di 3 affioramenti (numero 8, 23, 59 Figura 43). È costituita da sabbie e ghiaie di pochi millimetri con struttura a laminazione incrociata.

Nelle figure dalla 45 alla 48 sono sintetizzate alcune sezioni rappresentative, divise in base alla generazioni di conoide.

L'analisi delle sezioni ha permesso di notare che la tipologia di trasporto prevalente per questi sistemi bacino-conoide è rimasta invariata nel tempo e costituita prevalentemente da *water flood*. All'interno dei lobi deposizionali di recente deposizione si nota un aumento della componente matriciale e della *facies* caotica matrice-sostenuta *C_C*.

Nelle zone apicali delle conoidi di prima generazione (Figura 45) si rinvergono, in alternanza la *facies A* e quella *D_{2C}*. Quest'ultima presenta un aspetto caotico, ma con presenza di molti clasti embricati che tendono ad assumere un'orientazione prevalente. I depositi sono caratterizzati da un buon grado di cementazione e costituiti da elementi carbonatici con struttura clasto-sostenuta, la matrice dove presente è di natura carbonatica. Talora dove i depositi presentano delle strutture da trasporto sul fondo ben evidenti è possibile riconoscere strutture ad antiduna *facies B* (Figura 45h). I clasti raggiungono le dimensioni massime di 10-15 cm per le *facies A* e di 70-80 cm per quelle *D_{2C}*. L'analisi di questi depositi porta a ritenere che siano stati messi in posto da processi variabili da *water flood* a *hyperconcentrated flow*, e con minor frequenza da *debris flow*.

Nelle aree mediane dei conoidi di prima generazione (Figura 46), le *facies* presentano le stesse caratteristiche riportate per quelle apicali, con un aumento della *facies A* rispetto alle altre. La *facies D_{2C}* rappresenta degli episodi più sporadici che si interpongono ai prevalenti depositi stratificati. Le strutture sono prevalentemente clasto-sostenute, la matrice può essere presente ed i clasti raggiungono le dimensioni massime di 20-30 cm all'interno dei livelli più caotici e di 7-8 cm in quelli più organizzati. Talora, nelle zone più prossime al piano campagna, è possibile trovare, con bassa frequenza, anche depositi della *facies C_C*, i quali sono stati interpretati come depositi di conoide più antichi rimobilitati e deposti sotto forma di colluvioni da processi di erosione secondari e non necessariamente collegati all'attività del sistema bacino-conoide. I processi di trasporto prevalenti in queste aree si attribuiscono a *water flood* e *hyperconcentrated flow*.

I depositi rinvenuti nei conoidi di seconda generazione (Figura 48) si caratterizzano per la presenza, specie nei lobi deposizionali più recenti, della *facies C_C* poggiate su quelle *A* e *D_{2C}*, dalle quali sono separate attraverso superfici discordanti che talora possono presentare una forma a canale. I clasti raggiungono dimensioni massime di 30 cm. Le tipologie di trasporto ipotizzate sono da *water flood* e *hyperconcentrated flow*, mentre per i depositi con una maggiore presenza di matrice s'ipotizza un trasporto per processi di tipo *debris flow*.

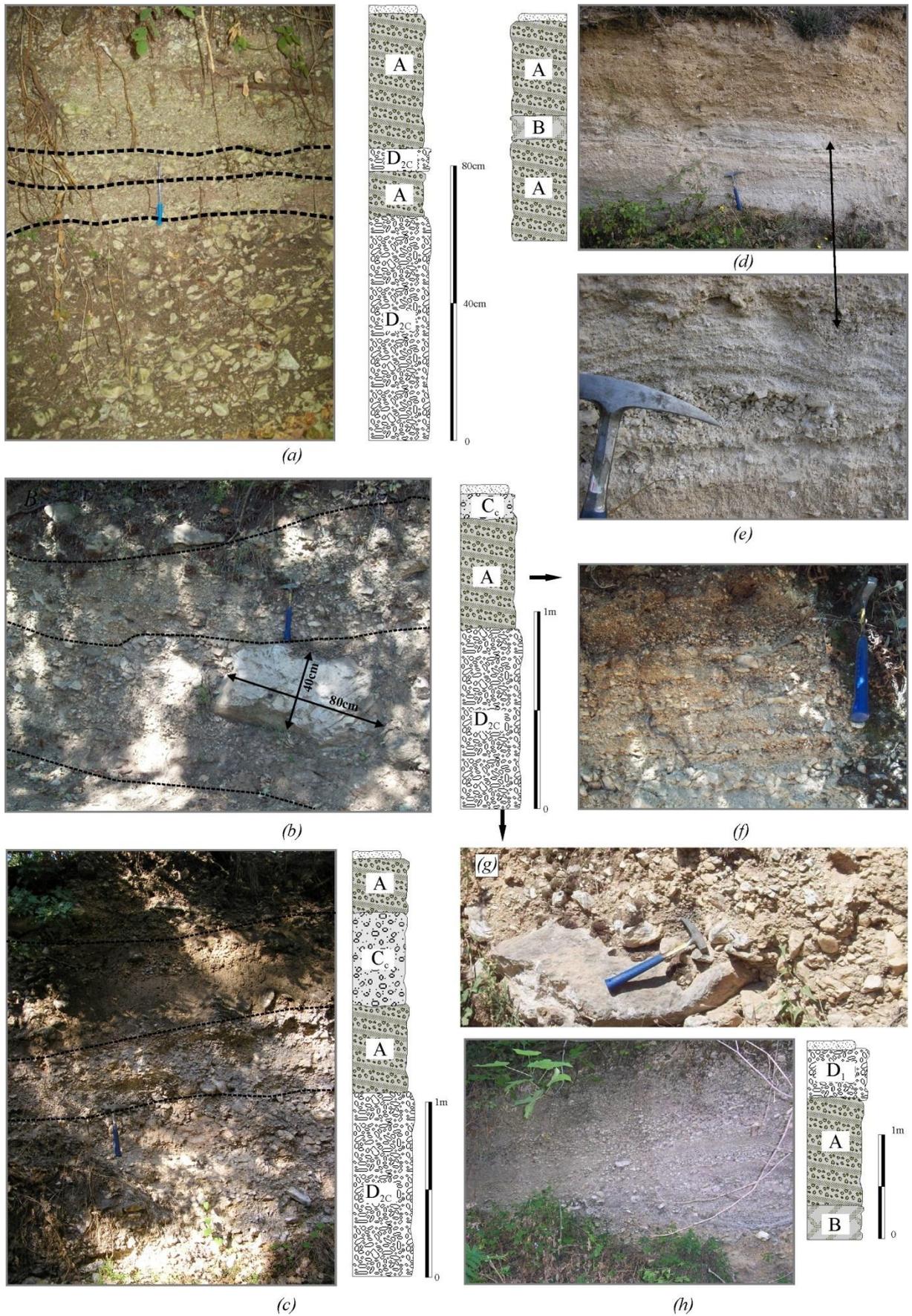


Figura 45- Sezioni stratigrafiche rappresentative delle zone apicali dei conoidi di prima generazione. Nella colonna *a* (affioramento 26, Figura 43) si rinvencono dal basso verso l'alto: circa 65 cm di depositi a struttura clasto-sostenuta caotica con abbondante presenza di matrice (D_{2C}), le dimensioni medie dei clasti sono di circa 5-6 cm; seguono circa 10 cm di clasti

disorientati e laminati ascrivibili alla *facies A*, e circa 6-7 cm di depositi massivi della *facies D_{2C}*. Gli ultimi 50 cm, si compongono di alternanze di strati più ghiaiosi e sabbiosi della *facies A*.

Nel log *b* (affioramento 66, Figura 43), si rinvengono circa 80 cm dei depositi appartenenti alla *facies D_{2C}*, in cui molti clasti risultano embriciati. Tra essi si riconosce un masso di dimensioni notevoli. Verso l'alto si passa a circa 40-50 cm di depositi stratificati con clasti di dimensioni massime di 5-6 cm, di cui è riportato un ingrandimento nella figura 45f. Al top della successione si ritrova uno strato caratterizzato da una struttura massiva, matrice-sostenuta con clasti di dimensioni massime di 20-30 cm (*C_C*), sul quale si colloca il suolo attuale.

Le colonne stratigrafiche *c* e *h* si trovano a poche decine di metri di distanza.

La prima (affioramento 6 Figura 43) si compone dal basso verso l'alto di circa un metro di depositi massivi, clasto-sostenuti all'interno dei quali molti clasti risultano embriciati e le cui dimensioni massime raggiungono i 15 cm. In punti confinanti, ma non visibili dalla foto, sono presenti clasti fino a 30 cm. Verso l'alto si passa a 50cm di depositi ascrivibili alla *facies A* con clasti di dimensioni massime di 10 cm. Seguono circa 60 cm di depositi matrice-sostenuti di colore marrone, con intercalate delle lenti ghiaiose monogeniche, ed infine altri 50 cm di depositi appartenenti alla *facies A*, i quali non risultano chiaramente distinguibili dalla foto.

L'affioramento *h* presenta uno spessore complessivo di circa 2,5 m. Alla base si rinvengono dei depositi a laminazione incrociata ascrivibili alla *facies B*, al quale sono sovrapposti, per uno spessore di poco maggiore al metro, alternanze di strati monometrici composti da sabbie e ghiaie di dimensioni massime di 4-5 cm. Le ghiaie presentano forma discoidale e spigoli leggermente smussati. In sommità è posto uno strato spesso circa 1 m a clasti calcarei a struttura clasto-sostenuta, privi di matrice, ben classati, con dimensioni di 3-4 cm. Gli elementi presentano angoli smussati o a spigoli vivi e forme prevalentemente discoidali.

L'ultima colonna stratigrafica (*d*), presenta l'alternarsi delle *facies A* e *B*, caratterizzate da una granulometria molto sottile e prevalentemente dell'ordine della sabbia alle quali sono localmente intervallati dei livelli più caotici.

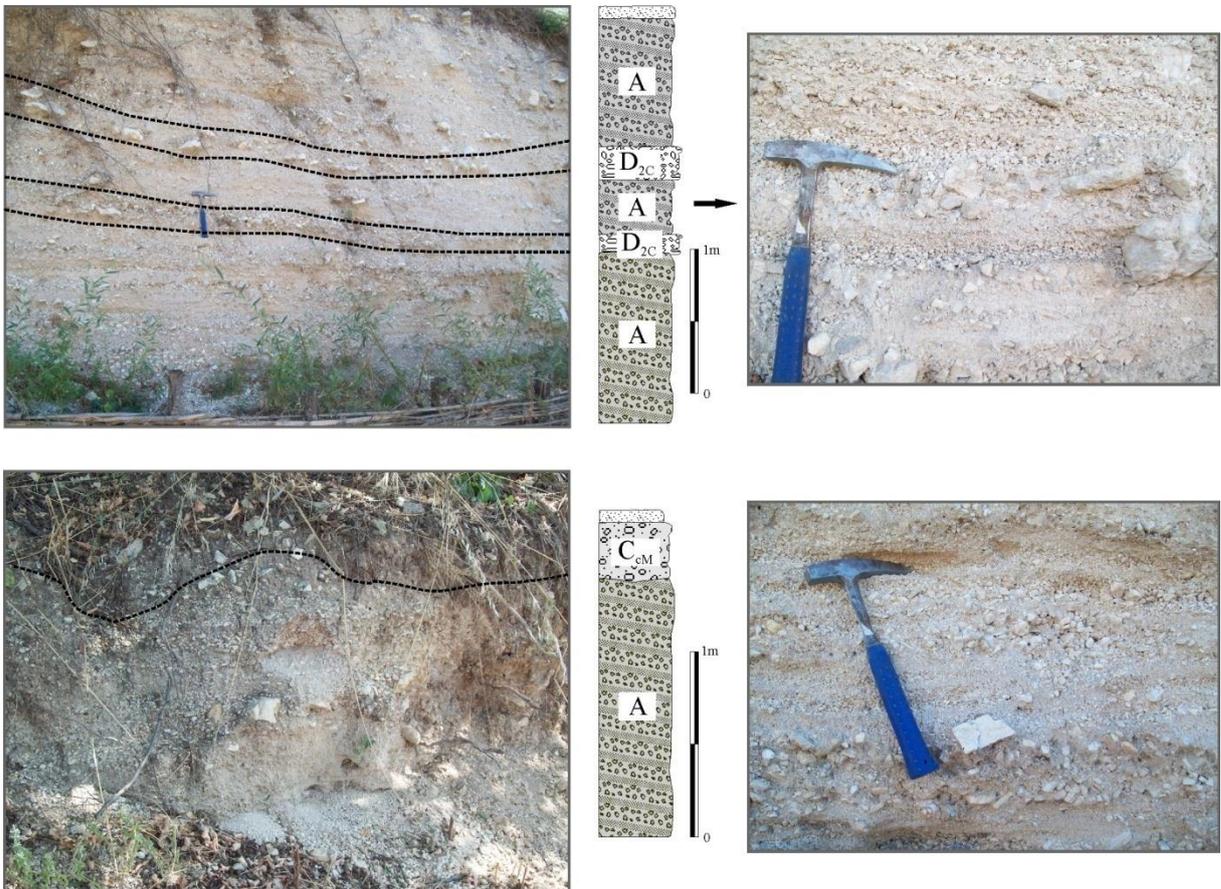


Figura 46- Sezioni rappresentative delle aree mediane dei conoidi di prima generazione, nelle quali si nota una netta prevalenza della *facies A*.

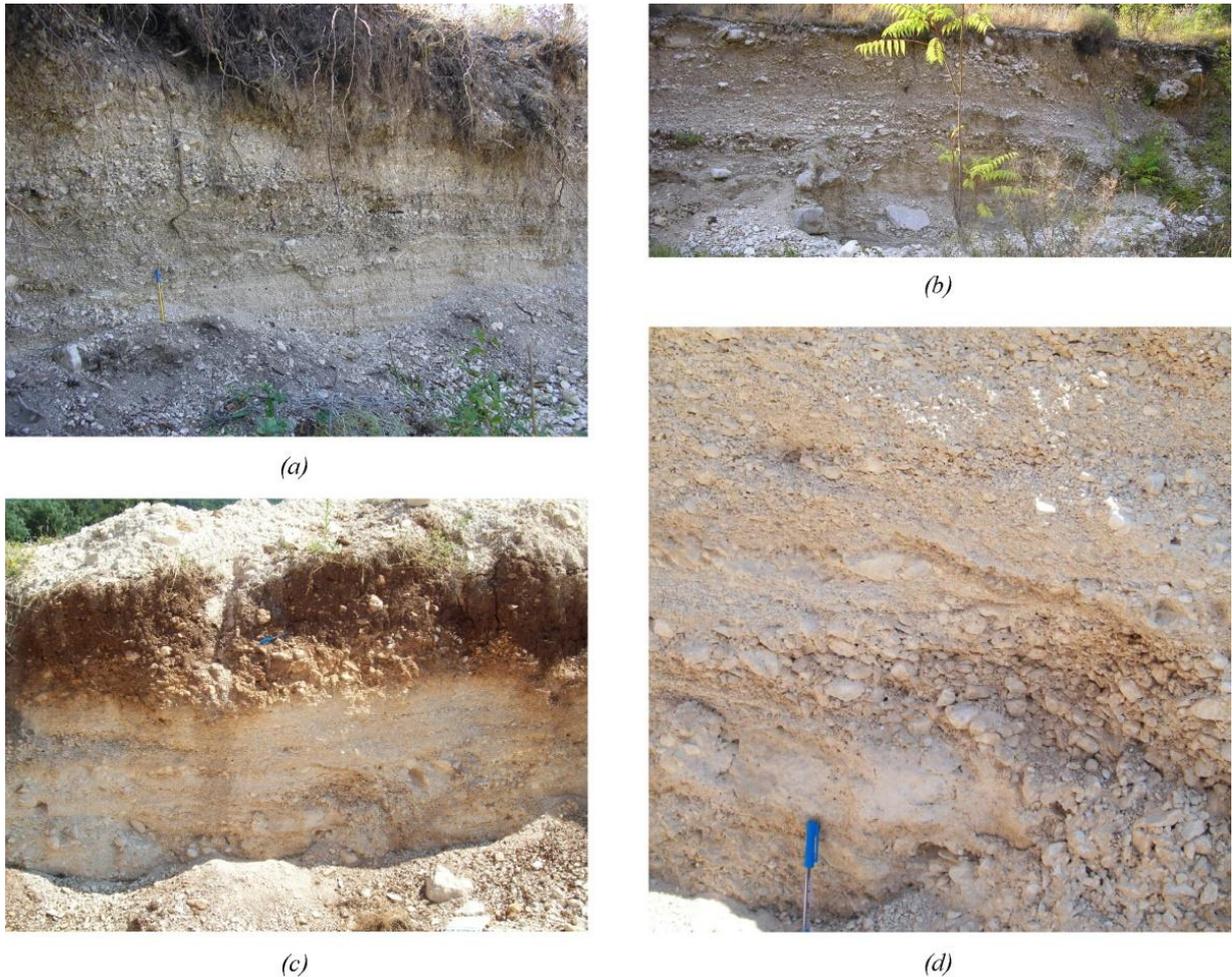


Figura 47- Depositi del conoide 1A. In a e b depositi del conoide di prima generazione, in c e d depositi della nuova generazione.

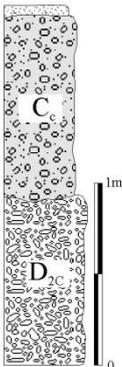
Il conoide numero 1A merita una descrizione a parte: questo infatti, indipendentemente dalla generazione (Figura 47, le foto *a* e *b* si riferiscono agli affioramenti 36 e 39, Figura 43, mentre *c* e *d* agli affioramenti 34 e 71, Figura 43) presenta una netta prevalenza di depositi laminati (*facies A*). Le uniche differenze si riscontrano nel grado di cementazione che è maggiore per i depositi più antichi. Questi sono quasi completamente privi di matrice, i clasti massimi raggiungono dimensioni di 50-60 cm, in prossimità dell'apice topografico e tendono a diminuire verso le zone distali fino a circa 20-30 cm. Si ipotizza un trasporto da *water flood*.

Figura 48- (pagina successiva) Sezioni rappresentative rinvenute all'interno dei conoidi di seconda generazione.

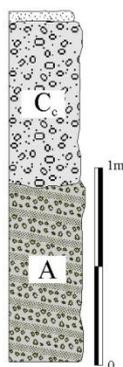
La colonna *a* (affioramento 4 Figura 43) presenta circa 1 m di depositi massivi clasto-sostenuti, con clasti talora embriciati e dimensioni massime di 10 cm, sui quali poggiano dei depositi massivi matrice-sostenuti contenenti clasti carbonatici di pochi centimetri, al cui interno si riconosce un livello spesso circa 30 cm di clasti decimetrici con angoli smussati.

Le colonne stratigrafiche *b* e *d* (affioramenti 52 e 49 Figura 43) sono molto simili, per entrambe, infatti alla base si riconoscono depositi stratificati tipici della *facies A* i quali sono delimitati superiormente da una superficie di erosione a canali, riempiti da depositi matrice-sostenuti con clasti massimi di pochi centimetri. Nella colonna *c* (affioramento 51 Figura 43) si rinvencono circa 1,5 m di depositi ascrivibili alla *facies A* i quali si caratterizzano per un aumento della matrice terrigena verso l'alto. Ad essi si susseguono circa 30 cm di depositi matrice-sostenuti con alta densità di clasti carbonatici (C_{CA}) ed infine altri 30m di depositi matrice sostenuti a bassa densità (C_{CB}).

Nella colonna *e* (affioramento 53 Figura 43) sono evidenziati i rapporti tra la *facies A* inferiore e quelle che riempiono i canali e livellano la vecchia superficie di erosione. Nelle figure *4f* e *4g* sono riportati dei particolari della *4e*.



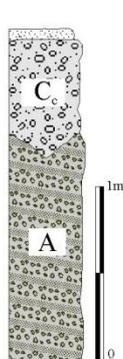
(a)



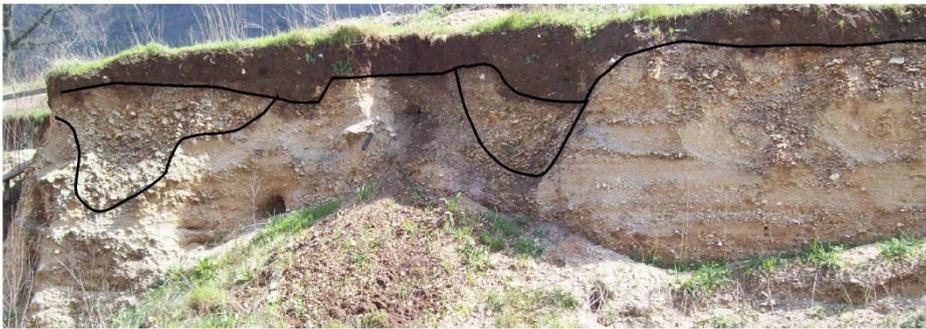
(b)



(c)



(d)



(e)



(f)



(g)

Sintetizzando le informazioni ricavate dalla descrizione delle sezioni per i Monti del Matese, dall'apice verso le zone distali si nota una diminuzione delle dimensioni massime dei clasti (indicativi dell'intensità dell'evento di piena) da 0.8-1 m fino a 0.20-0.30 m. Le facies caotiche si localizzano o nelle zone apicali del conoide o negli strati più superficiali delle zone mediane e distali, mentre l'ossatura dei corpi di conoide è costituita dalle *facies* stratificate caratterizzate da alternanze di ghiaie/ciottoli e sabbie.

I *log*-stratigrafici ricostruiti sono stati utilizzati per associare una tipologia di trasporto prevalente per i sistema bacino-conoide analizzati. Il numero e l'ubicazione dell'affioramento non hanno permesso tale caratterizzazione per ogni sistema bacino-conoide. In particolare su 15 considerati, per otto (numeri 1A, 2A, 3A, 5A, 6A, 7A, 14A, 15A) è stato possibile attribuire un trasporto prevalente certo da *water flood*. Questi sono stati inseriti nel *training data set* utilizzato per le successive analisi statistiche (paragrafi 3.4). Dei restanti sette sistemi, per i numeri 9A, 10A e 13A s'ipotizza, sulla base degli affioramenti e delle descrizioni delle cronache storiche di eventi passati, un trasporto ugualmente da *water flood*, questi sono inseriti insieme agli altri per i quali per i quali non è stato possibile ipotizzare una tipologia di trasporto (4A, 8A, 11A, 12A) e saranno utilizzati come dati di controllo della classificazione ottenuta con l'analisi statistica.

3.3.2 Fascia pedemontana dei Monti del Taburno

Presso le quattro conoidi dei Monti del Taburno sono state rinvenute 10 sezioni stratigrafiche, (Figura 49).

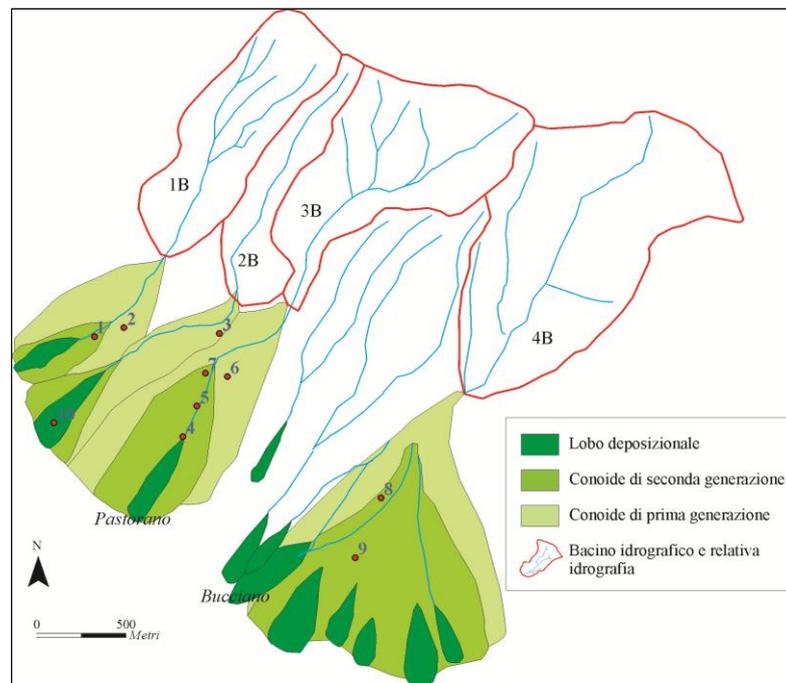


Figura 49- Schema con l'ubicazione degli affioramenti rinvenuti presso la fascia pedemontana dei Monti del Taburno.

I depositi riscontrati sono costituiti da *facies* stratificate (*facies A*) caratterizzate da clasti smussati e talora arrotondati e da *facies* caotiche sia clasto-sostenute (D_{2C} , D_{2C}), che matrice sostenute ma con alta densità di clasti (C_{CA}). La natura dei clasti è carbonatica e quella della matrice è sia carbonatica, sia derivata dal rimaneggiamento di suoli più antichi.

Nella figura 50 sono riportate alcune sezioni rappresentative. L'analisi di campo ha evidenziato una prevalenza delle *facies* di tipo D_{2C} e C_{CA} per i conoidi 1B e 2B e alternanze delle *facies* A e D_{2C} per i conoidi 3B e 4B, per tale motivo alle prime due è stato attribuito un trasporto prevalente da *debris flow* e alle ultime due da *water flood*.

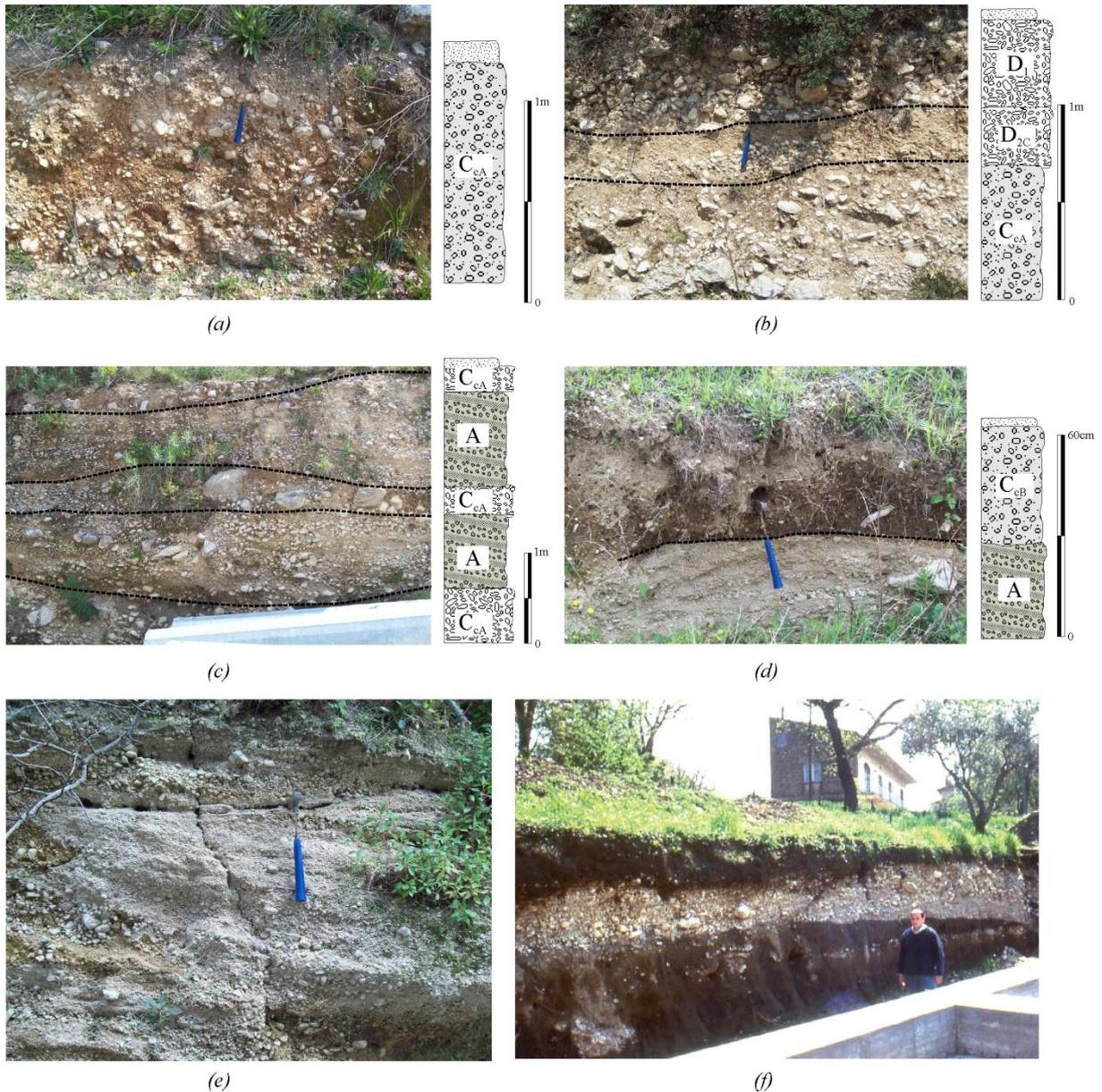


Figura 50- Sezioni stratigrafiche rappresentative della fascia pedemontana dei Monti del Taburno. Le figure *a* ed *b* si riferiscono ai conoidi 1B e 2B. La prima (8a, affioramento Figura 49) affiorante nella zona apicale del conoide di seconda generazione è costituita da circa 1 m di depositi massivi, matrice sostenuti e con clasti di dimensioni massime di circa 7-8 cm. Il log stratigrafico *b* (affioramento 3 Figura 49) si caratterizza per *facies* caotiche per le quali possibile distinguere tre strati, quello più basso si costituisce di clasti carbonatici a spigoli vivi o leggermente smussati, a struttura matrice-sostenuta con un'alta densità di elementi (C_{CA}) e gradazione diretta. Il secondo strato spesso circa 0.3 m è costituito da clasti molto più piccoli con struttura clasto-sostenuta e presenza di matrice (D_{2C}). L'ultimo strato, è composto da clasti carbonatiti eterometrici con dimensioni variabili da 2-3 cm a 10cm i quali presentano spigoli più smussati. In questo caso si rileva una quasi totale assenza di matrice (D_1).

Le figure *c*, *d*, ed *e* (affioramenti 4, 7, 9, Figura 49), si riferiscono ai corpi di nuova generazione delle conidi 3B e 4B. Nella prima si assiste ad un'alternanza di *facies* massive e caotiche messe in posto da processi tipo *debris flow* e *facies* più organizzate messe in posto da processi tipo *water flood* o *hyperconcentrated flow*. In generale in tutto l'affioramento si rinviene un'abbondante matrice ed i clasti sono molto smussati. Nei depositi della *facies* C_{CA} sono compresi clasti di dimensioni fino a 50 cm, mentre negli strati costituiti dalla *facies* A . Le dimensioni massime raggiunte dai clasti sono di circa 10 cm. Nella figura *d*, sono riportati dei depositi stratificati ai quali sono sovrapposti circa 10 cm di depositi massivi, a struttura matrice-sostenuta costituiti da clasti centimetrici calcarei e spigoli vivi che s'immergono nella matrice terrigena.

Nella figura *f* (affioramento 10, Figura 49) sono riportati i depositi del lobo deposizionale del conoide 2B caratterizzato da facies caotiche matrice nelle quali peraltro sono stati trovati dei frammenti ceramici.

3.3.3 Fascia pedemontana dei Monti di Caserta

Per l'area dei Monti di Caserta, a causa dell'alto grado di urbanizzazione, è presente un numero molto basso di affioramenti (Figura 51). A sostegno dei dati di campagna ci si è avvalsi quindi della pubblicazione di Zanchetta *et al.* (2004) e di tre trincee pre-esistenti (T1, T2, T3, Figura 51).

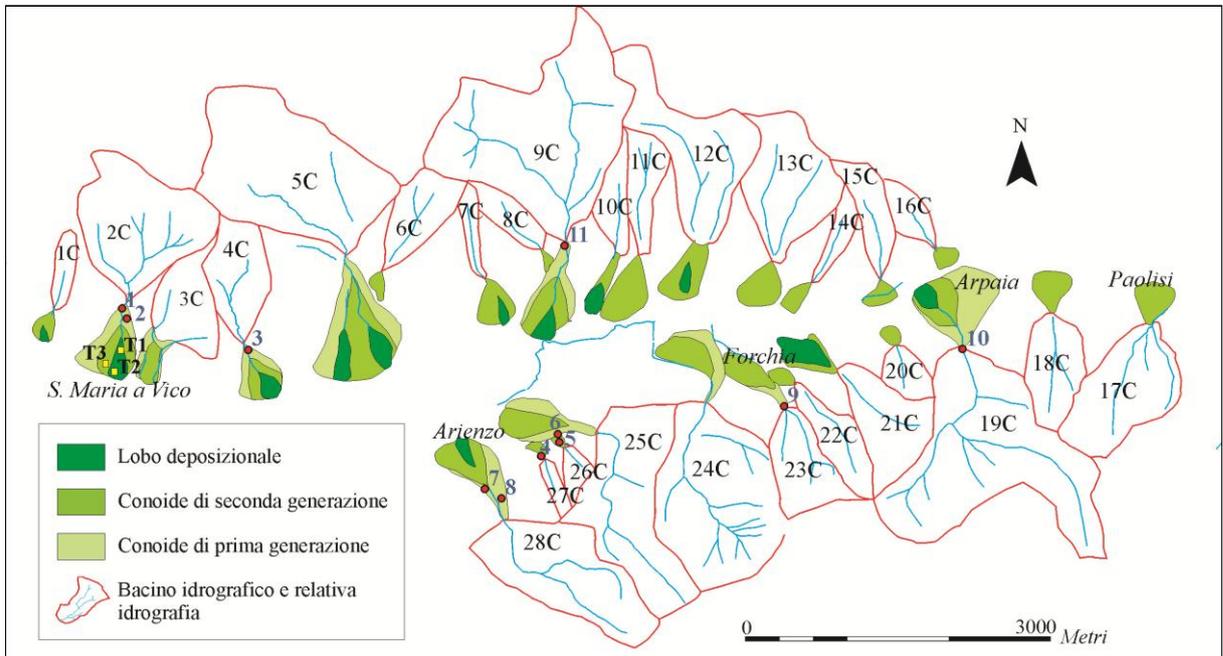


Figura 51- Schema con l'ubicazione degli affioramenti e delle trincee della fascia pedemontana dei Monti di Caserta.

Zanchetta *et al.* (2004) analizzano i depositi del conoide 28C sulla quale sorge parte dell'abitato di Arienzo.

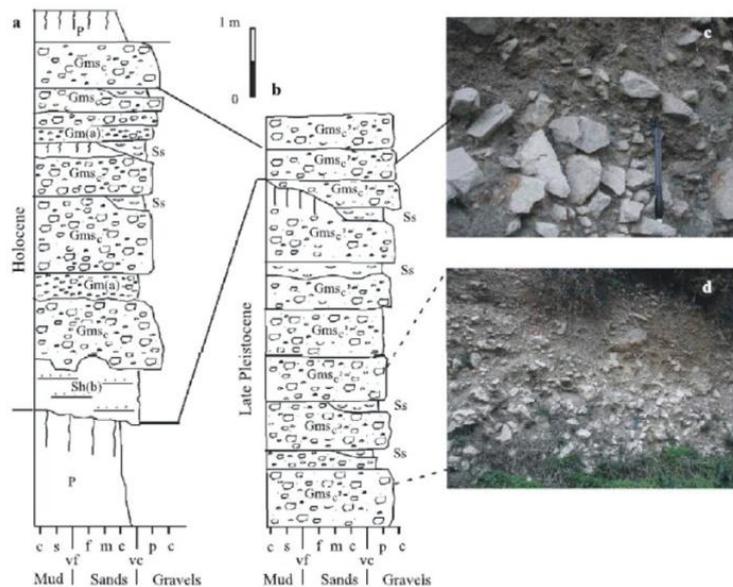


Figura 52- Sezioni stratigrafiche riportate da Zanchetta *et al.* (2004). La colonna *a* si riferisce ai depositi tardo Pleistocenici della prima generazione e quella *b* ai depositi Olocenici della seconda generazione.

Riconoscono per i depositi sia di prima, sia di seconda generazione (Figura 52) una prevalenza della *facies* C_P (nominata dagli autori Gms_c) costituita da ghiaie massive a spigoli vivi o arrotondati, con matrice composta di materiali vulcanici, intervallata alla *facies* F (nominata dagli autori Ss) costituita da sabbie da fine a grossolana, con talora presenza di livelli ghiaiosi, derivata dal rimaneggiamento di depositi vulcanici. La tipologia di trasporto associata è da *debris flow*.

Affioramenti simili a quelli descritti da Zanchetta *et al.* (2004) sono stati rinvenuti sia nello stesso conoide 28C, sia in altri confinanti (23C, 26C, 27C). I depositi di entrambe le generazioni (Figura 53), sono infatti costituiti da alternanze di depositi caotici delle *facies* C_{PA} e F depositi vulcanoclastici rimaneggiati dello spessore di alcune decine di centimetri. L'unica differenza notata tra i corpi a diversa età è il grado di cementazione.

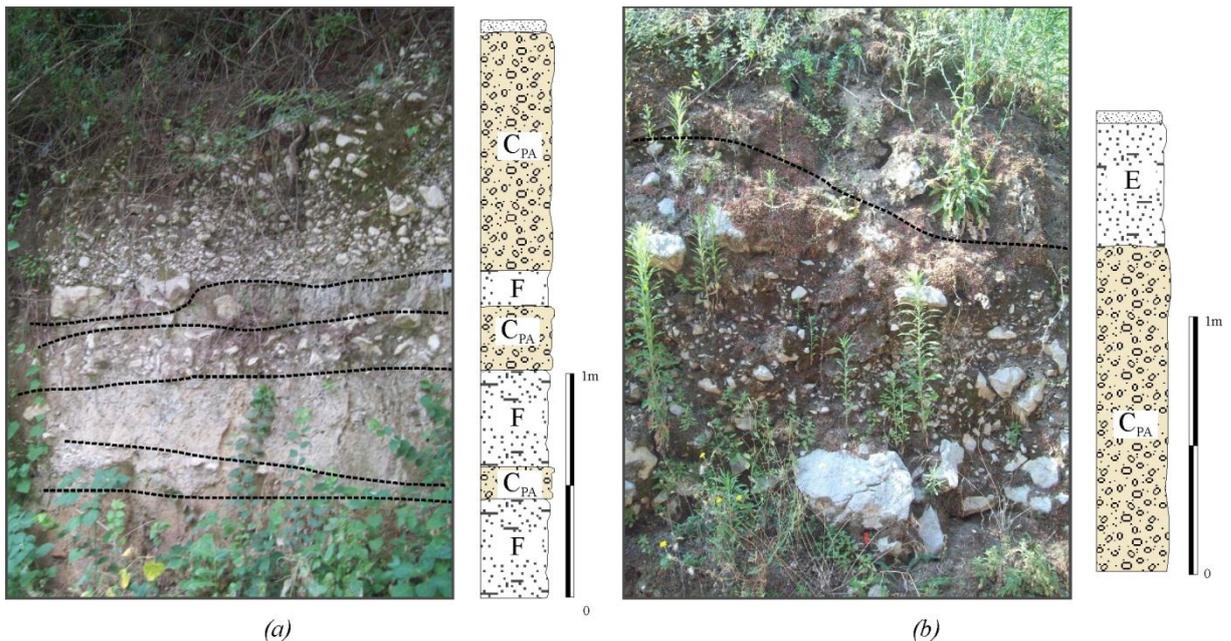


Figura 53- Affioramenti rappresentativi delle conoidi 23C, 26C, 27C, 28C. La colonna *a* è riferita ai depositi della prima generazione, ed è caratterizzata da alternanza di facies matrice-sostenute costituite da clasti carbonatici di dimensioni medie variabili a seconda dello strato da 5-6 cm a circa 10-15 cm e massime di 30-40 cm; e spessori variabili da 15 cm a 1 m di facies costituite da depositi piroclastici rimaneggiati ed alterati di colore grigio-marrone e granulometria sabbiosa.

L'affioramento *b* riferito alla generazione più recente, presenta uno spessore complessivo di circa 2.5 m e risulta costituito: alla base da circa 1.7 m di clasti carbonatici a spigoli smussati di dimensioni medie inferiori a 10 cm e massime di circa 30 cm. La struttura è caotica e caratterizzata da un'alta presenza di matrice piroclastica di colore marrone scuro e granulometria limosa. Seguono circa 0.6 m di depositi piroclastici rimaneggiati ed alterati, sabbioso-limosi talora inglobanti piccoli clasti.

Per il conoide sul quale sorge l'abitato di Santa Maria a Vico (2C), il rilevamento ha evidenziato la presenza, nella zona apicale del corpo più antico, di depositi costituiti da conglomerati a struttura caotica, con un buon grado di cementazione, caratterizzati da clasti calcarei smussati di dimensioni variabili tra pochi centimetri e circa 10-20 cm (affioramenti 1 e 2, Figura 51), i quali sono ricoperti e talora intervallati da depositi piroclastici rimaneggiati con spessori variabili da 30cm a 1-2m. La matrice è prevalentemente di natura carbonatica. Anche nelle aree mediane e distali del conoide di prima generazione, i depositi sono costituiti da ghiaie calcaree smussate, mediamente cementate, per lo più centimetriche, ricoperte costantemente da circa 2 m di materiale detritico-piroclastico di origine colluviale, a granulometria sabbioso-limoso con pomice e rari clasti calcarei generalmente smussati e carsificati. In taluni casi è stato riscontrato uno strato piroclastico avente una concentrazione

di pomici particolarmente elevata, probabilmente riferibili all'eruzione di Avellino (circa 3.800 anni dall'attuale). Tale successione stratigrafica porta a pensare che in questi settori del conoide più antico, i fenomeni attivi non siano più legati all'attività alluvionale, ma a processi colluviali e di dilavamento.

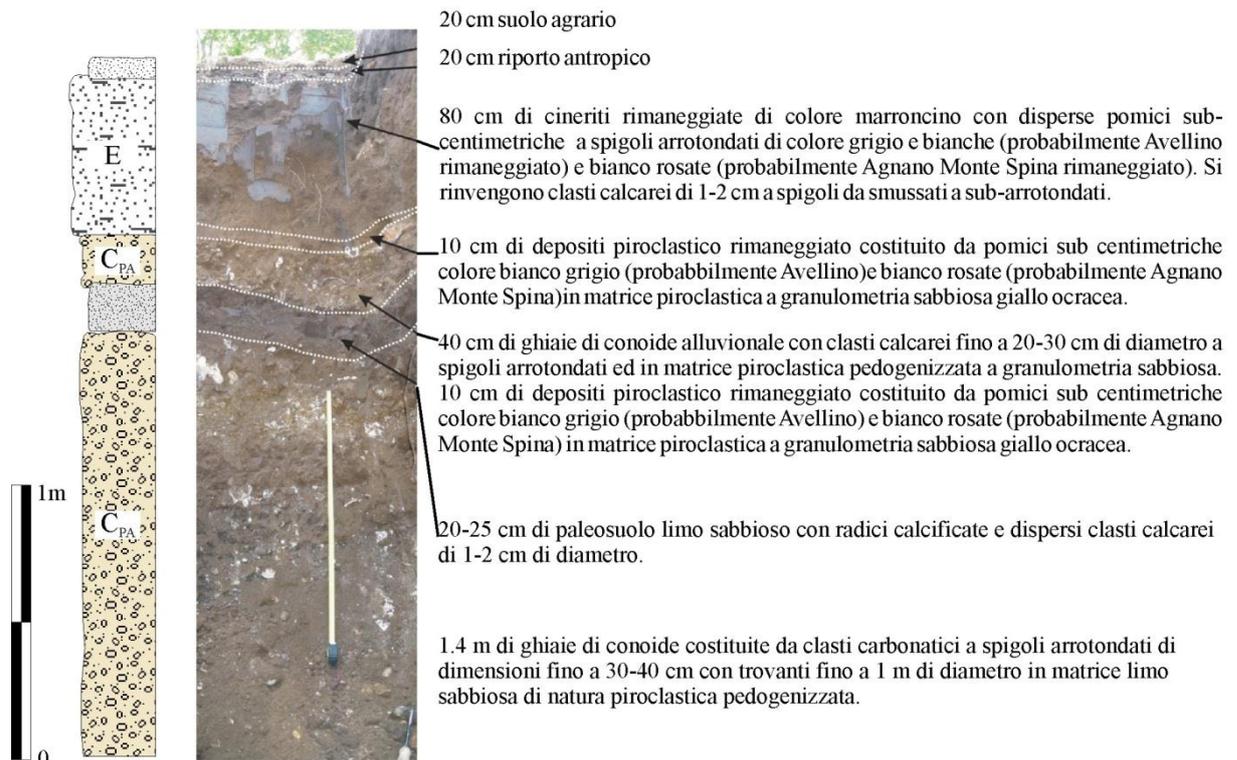


Figura 54- Stratigrafia della trincea T1.

Nelle aree di conoide di nuova generazione, i dati disponibili fanno riferimento alle trincee (T1, T2, T3) riportate nelle figure 54, 55 e 56. Queste evidenziano l'alternarsi di depositi prevalentemente matrice-sostenuti che si caratterizzano in strati a diversa densità dei clasti carbonatici (C_p). Analizzandole singolarmente, la trincea T1 (Figura 54) si colloca nel settore mediano del conoide di nuova generazione ed in particolare interessa il lobo deposizionale di recente deposizione. Si caratterizza per la prevalenza della *facies* C_{PA} e quindi di ghiaie carbonatiche in abbondante matrice piroclastica, dalla struttura caotica assimilabile a processi di trasporto tipo *debris flow*.

La trincea T2 (Figura 55) è collocata nel settore distale del lobo deposizionale ed è costituita da alternanze di depositi derivati dal rimaneggiamento delle coperture piroclastiche e depositi caotici matrice-sostenuti.

La trincea T3 (Figura 56) si colloca nel settore distale del conoide di seconda generazione e si caratterizza per un deposito ghiaioso all'interno del quale è possibile distinguere quattro eventi deposizionali. Quello basale è costituito da sabbie riferibili alla *facies* A, seguono circa 0.6-0.7 m di depositi ghiaiosi caotici di dimensioni centimetriche ed angoli smussati, ed ancora altri 0.5-0.6 m di depositi a granulometria più sottile ed una struttura organizzata in pseudo-lamine, l'ultima *facies* è nuovamente caotica.

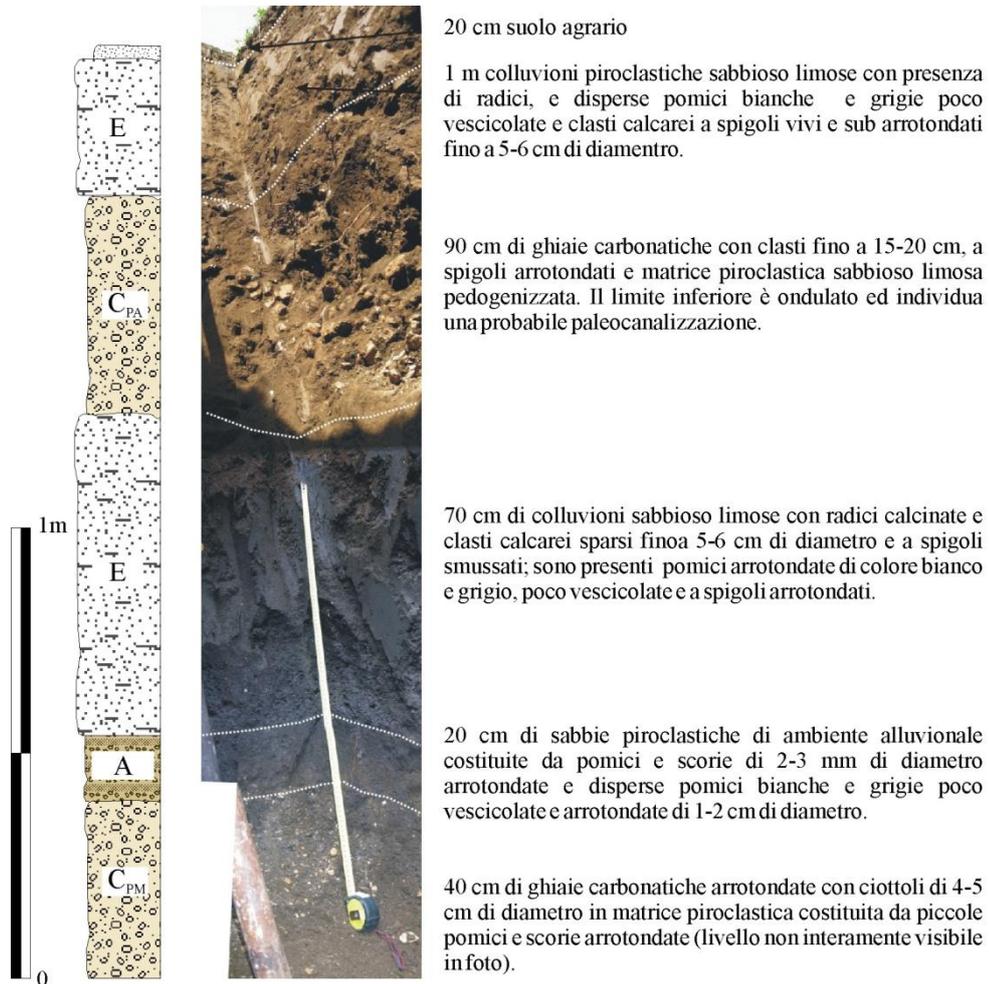


Figura 55- Stratigrafia della trincea T2.



Figura 56- Stratigrafia della trincea T3.

L'analisi ha fatto emergere che i conoidi dei Monti di Caserta possono presentare una elevata variabilità sedimentologica, dovuta alla maggiore o minore presenza di depositi vulcanoclastici, che andrebbe indagata con analisi di maggiore dettaglio che si servano di sondaggi e trincee. Sia il rilevamento, sia la bibliografia consultata, infatti, evidenziano che alcuni corpi si caratterizzano per una prevalenza di *facies* costituite da clasti carbonatici a struttura massiva matrice-sostenuta con matrice di origine piroclastica, indipendentemente dall'età del deposito. Questi corpi sono indicati da Zanchetta *et al.* (2004) come *carbonate-rich alluvial fans*. Per altri invece, come testimoniato dal conoide su cui sorge Santa Maria a Vico, si rileva una prevalenza di depositi carbonatici con poca matrice piroclastica per la generazione più antica, ed un aumento della componente vulcanoclastica, per quella di più recente deposizione. Nonostante le differenze riscontrate, tutte le *facies* indipendentemente dall'età sono associabili a tipologie di trasporto da *debris flow*.

In conclusione, data la mancanza di dati uniformi su tutto il territorio, si è preferito attribuire una tipologia di trasporto da *debris-flow* solo al sistema bacino-conoide 28C ed utilizzare le altre stratigrafie rinvenute (associabili ai sistemi bacino-conoide 2C, 9C, 19C, 23C, 26C, 27C) come strumento di verifica della tipologia di trasporto presunta con l'analisi statistica.

3.3.4 Fascia pedemontana dei Monti Picentini

Le analisi sedimentologiche delle oltre 20 stratigrafie riscontrate presso le fasce pedemontane dei Monti Picentini evidenziano per esse la presenza di una forte componente piroclastica che, o compone la matrice di strutture sia clasto-sostenute che matrice-sostenute, o costituisce livelli rimaneggiati dello spessore variabile da pochi decimetri al metro (*facies F*). Ad eccezione del grado di cementazione non si riscontrano delle differenze tra i depositi di prima e di seconda generazione che nella quasi totalità dei casi sono da attribuire ad un trasporto da *debris flow*.

Caratterizzazione stratigrafica delle conoidi di Ribottoli

Per i sistemi bacino-conoidi di Ribottoli i depositi vulcanoclastici risultano predominanti sia sui versanti dove presentano spessori di 3-4 m che nelle conoidi della fascia pedemontana (Figura 57).

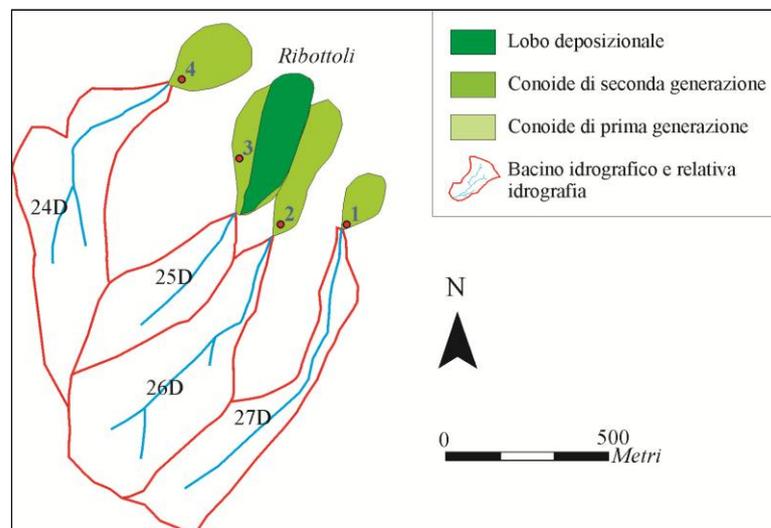
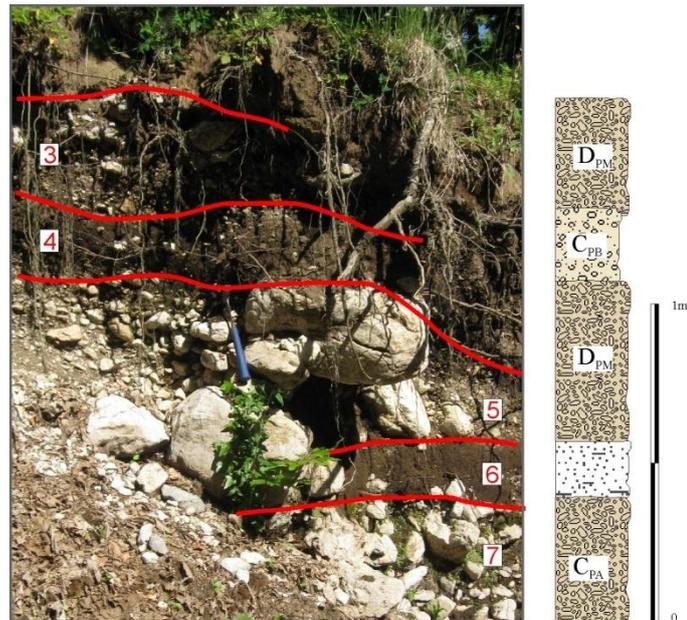


Figura 57- Ubicazione dei affioramenti presso il comune di Ribottoli.

Per questi conoidi, indipendentemente dall'ubicazione, le *facies* sono costituite da abbondante matrice piroclastica rimaneggiata, a granulometria argilloso-siltosa e di colore marrone, nella quale sono dispersi clasti carbonatici di dimensioni variabili dai ciottoli ai massi, con spigoli da vivi a smussati (Figura 58). La struttura generale risulta di tipo matrice-sostenuta.

La *facies* prevalente risulta essere la C_P la quale viene associata a processi tipo *debris flow*.

Gli abitanti del luogo hanno testimoniato che fino al 1956, questi conoidi sono stati interessati da frequenti alluvionamenti, in seguito ai quali sono state costruite briglie ed altre sistemazioni idrauliche che hanno avuto il ruolo di ridurre l'intensità degli eventi. Attualmente in occasione di ogni pioggia si producono dei flussi ad elevato carico solido di materiale piroclastico che si muove negli alvei e nelle strade sotto forma di fango o flusso particolarmente torbido. Queste descrizione e l'analisi dei depositi ha portato a ritenere che durante le piogge ordinarie i torrenti trasportano materiale piroclastico eroso dai versanti o dalla superficie delle stesse conoidi, in occasione di eventi eccezionali sono presi in carico anche i clasti carbonatici.



(a)



(b)

Figura 58- Depositi rappresentativi delle conoidi di Ribottoli. Gli affioramenti riportati sono ubicati in prossimità degli apici idrografici (affioramenti 1 e 2 Figura 57). La sezione *a* presenta uno spessore totale di circa 3m ed è costituito da: (1) 0.2 cm di suolo; (2) 0.7 cm di piroclastiti rimaneggiate di colore marrone scuro, al cui interno sono dispersi clasti carbonatici di pochi centimetri, alcuni dei quali possono raggiungere i 10 cm; (3) 0.6 cm di ghiaie a struttura caotica e clasto-sostenuta (D_{PM}), i clasti di natura carbonatica presentano spigoli smussati e dimensioni medie di 10 cm e massime di 60 cm. La

matrice piroclastica risulta molto abbondante; (4) 0.2-0.3 cm di piroclastiti rimaneggiate di colore marrone scuro contenenti clasti carbonatici di dimensioni millimetriche (C_{PB}); (5) 1.5 m di blocchi calcarei a spigoli smussati o arrotondati dalle dimensioni medie di 0.5 m e massime di circa 1m. La struttura del deposito è clasto-sostenuta, ma si rinviene la presenza di matrice piroclastica probabilmente dilavata dagli strati superiori (D_{PM}); (6) 0.5 m di argilliti litificate, il passaggio con i depositi superiori non risulta regolare e continuo; (7) ghiaie carbonatiche di dimensioni medie di 5-6 cm e massime di 20 cm a spigoli smussati e struttura matrice-sostenuta (C_{PA});

L' affioramento *b* presenta uno spessore di circa 10 m ed è costituito da: blocchi calcarei dimensioni variabili tra i 60 e gli 80 cm dispersi nella matrice piroclastica siltoso-sabbiosa, poggianti su un livello visibile per altri 5m di piroclastiti contenenti ghiaie di dimensioni medie di 10cm e massime di 70-80 cm.

Caratterizzazione stratigrafica delle conoidi di Serino

Le conoidi del comune di Serino (Figura 59) sono composte da alternanze di *facies* costituite da clasti carbonatici a struttura clasto-sostenuta ascrivibili alla *facies* D_{2P} , per le quali la matrice può essere completamente assente (*facies* D_1) e livelli di piroclastiti rimaneggiate che inglobano clasti carbonatici (*facies* F). Le *facies* risultano tutte molto caotiche e costituite da strutture prevalentemente clasto-sostenute.

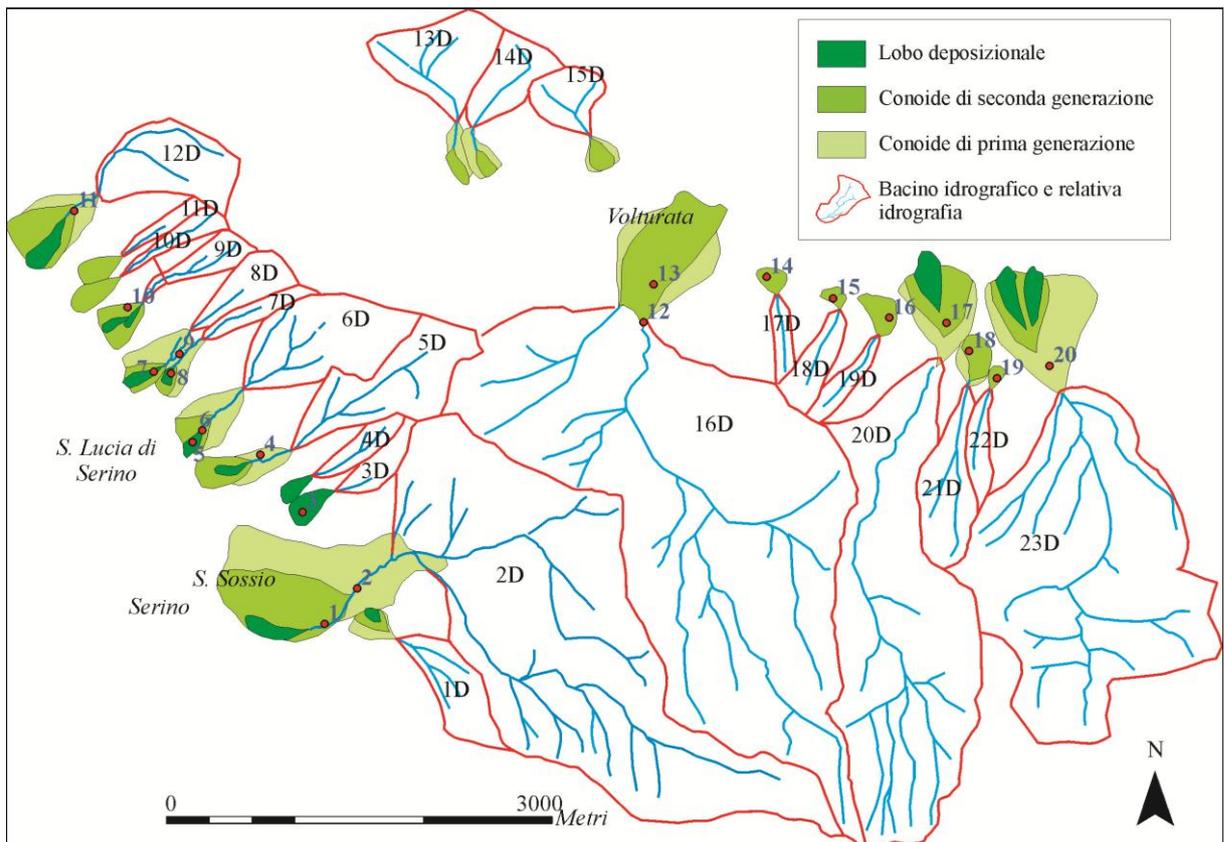
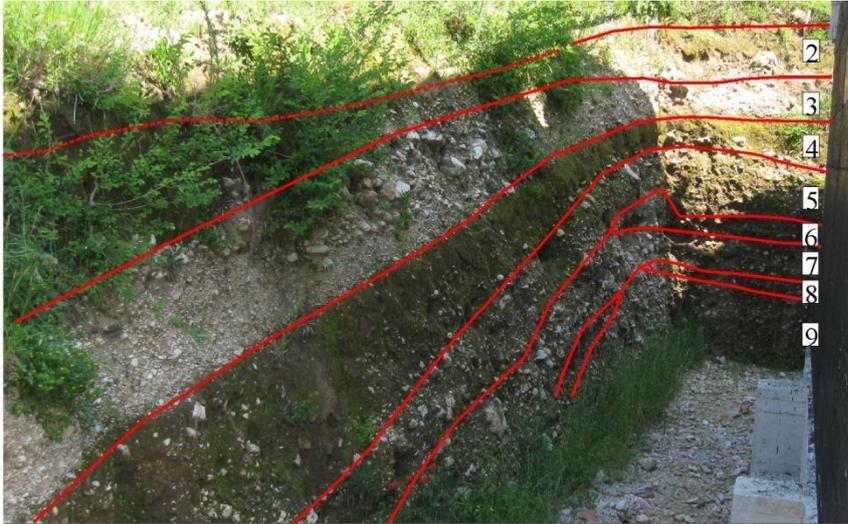


Figura 59- Ubicazione dei affioramenti presso i comuni di Serino e Volturara Irpina.

Le proprietà dei depositi di prima (Figura 60) e di seconda (Figura 61) generazione sono molto simili.

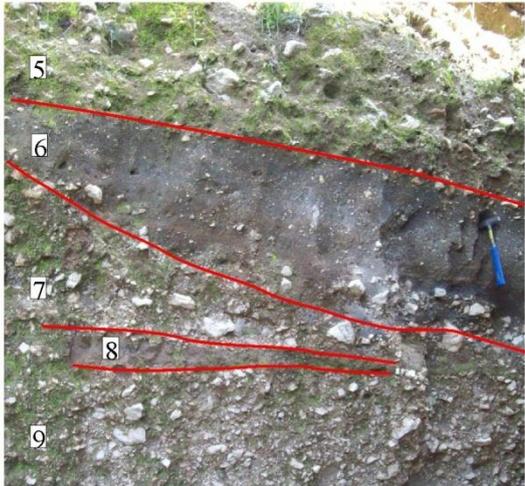
All'interno del conoide 6D è stato trovato un livello vulcanoclastico (Figura 61c) in giacitura primaria che presenta i caratteri diagnostici dell'eruzione di Avellino (3.800 anni fa), al di sopra del quale si collocano circa 3 m di depositi carbonatici massivi. Questa datazione ha consentito di avere un'idea sui ritmi di deposizione e di confermare l'attività delle conoidi in epoche recenti. La tipologia di trasporto prevalente attribuita agli 11 sistemi bacino-conoide è da *debris flow*.



(a)



(b)



(c)



(d)

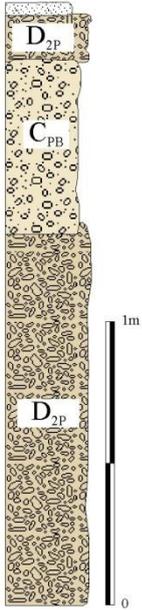


Figura 60- Depositi delle conoidi di prima generazione presso Serino. L'affioramento delle figure *a*, di cui le figure *b* e *c* costituiscono degli ingrandimenti (numero 4 Figura 59) si caratterizza per strati inclinati verso valle con diverse caratteristiche lito-stratigrafiche che si alternano ritmicamente. In particolare dall'alto verso il basso si rinvencono: (1) 20 cm di suolo attuale di origine piroclastica; (2) 40 cm depositi piroclastici a granulometria limosa di colore marrone, inglobanti clasti carbonatici a spigoli vivi di dimensioni medie di 4-5 cm (*facies C_{PM}*); (3) 80 cm di ghiaie e ghiaie grossolane di natura carbonatica, disposte in una struttura caotica e clasto-sostenuta. I clasti presentano dimensioni variabili da 1cm ad un massimo di 30-40 cm. La matrice è quasi assente e di natura carbonatica (*facies D₁*); (4) 40 cm di depositi piroclastici rimaneggiati di colore marrone scuro e granulometria siltosa. Sono presenti clasti carbonatici a spigoli vivi di dimensioni centimetriche (*facies C_{PB}*); (5) 1 m di clasti carbonatici di dimensioni medie di 3-5 cm e massime fino a 30-40 cm a spigoli smussati, immersi in un'abbondante matrice piroclastica a granulometria siltoso-argillosa (*facies C_{PA}*); (6) piroclastiti rimaneggiate di colore grigio comprendenti numerosi clasti carbonatici a spigoli vivi e dimensioni da millimetriche a centimetriche (*facies C_{PB}*); (7) conglomerato moderatamente cementato caotico, costituito da clasti a spigoli vivi di dimensioni medie di 3-5 cm e massime di 10-15 cm, la matrice è presente e di natura piroclastica (*D_{2P}*); (8) 10 cm costituiti da un livello piroclastico rimaneggiato sottilmente laminato di colore marrone-grigio *facies F*; (9) conglomerato moderatamente cementato caotico, costituito da clasti a spigoli vivi di dimensioni medie di 3-5 cm e massime di 10-15 cm, la matrice è presente e di natura piroclastica (*facies C_{PM}*).

La colonna *d* (affioramento, 9Figura 59) rappresenta circa 2 m di depositi inclinati verso valle di circa 15°, i quali si costituiscono dal basso verso l'alto di: circa 1,2 m di clasti carbonatici a struttura clasto-sostenuta di dimensioni medie di 4-5cm e massime di 20-30 cm, a spigoli vivi e con sporadica matrice piroclastica derivata da processi di dilavamento degli strati sovrapposti (*D_{2P}*); seguono 50-60 cm di depositi piroclastici di colore marrone (*C_{PB}*), i clasti carbonatici (fino a 5-6cm) si concentrano prevalentemente nella parte centrale e sono disposti in modo da comporre un livello. L'ultimo strato è costituito da 0.5 m di clasti carbonatici (*D_{2P}*) di dimensioni medie di circa 3-4 cm e massime fino a 20 cm, con struttura clasto-sostenuta e scarsa presenza di matrice piroclastica.

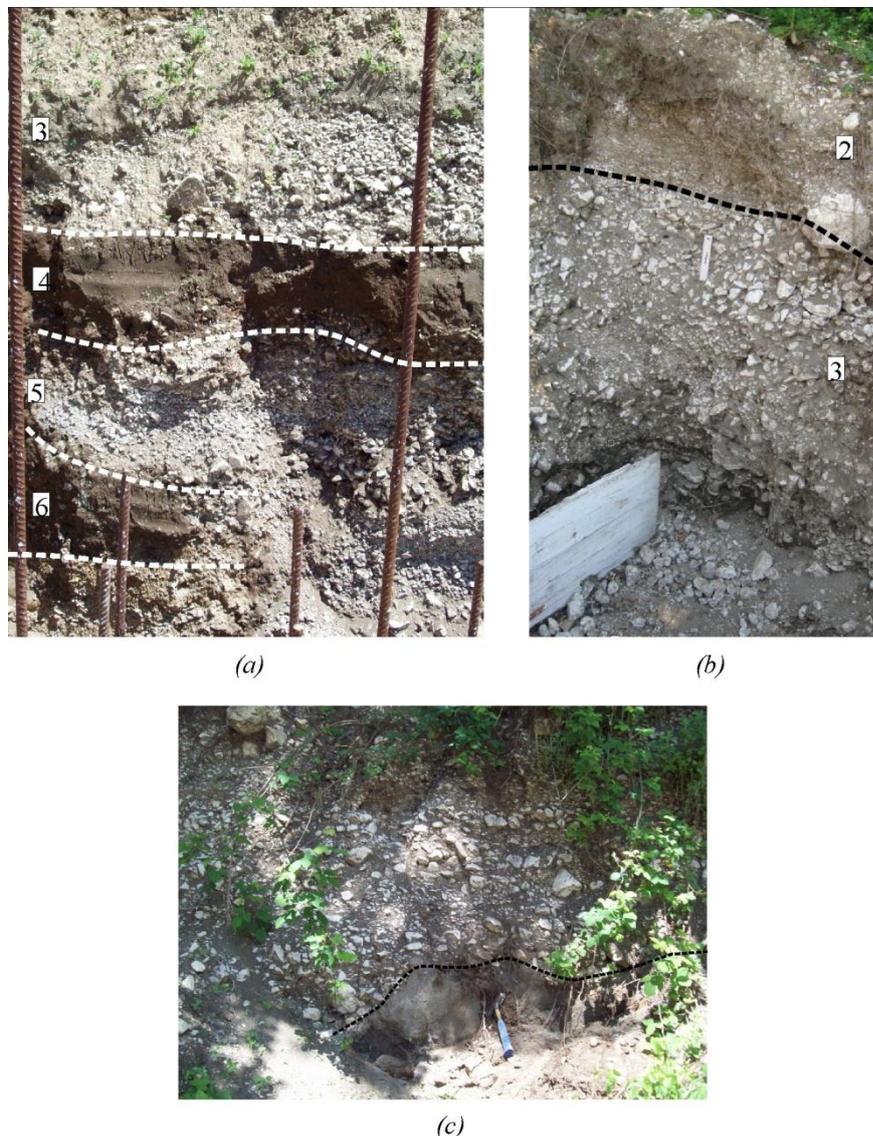


Figura 61- Depositi rinvenuti nei conoidi di seconda generazione di Serino. Le figure in *a* e *b* si riferiscono allo stesso affioramento (numero 6 figura 59), il quale dall'alto verso il basso risulta costituito da: (1) 0.6 m di depositi piroclastici

rimaneggiati contenenti clasti carbonatici a spigoli vivi e dimensioni centimetriche, l'aspetto del deposito risulta massivo (non chiaramente visibile dalla foto); (2) 0.4 m di clasti carbonatici a struttura clasto-sostenuta, caotica e a gradazione inversa con clasti che passano da pochi millimetri a circa 2cm in media. (D_{2p}); (3) 1.2 m di ghiaie carbonatiche di dimensioni medie di 5-6 cm, a spigoli vivi immersi in una matrice piroclastica sabbiosa grigia e sabbiosa, la quale talora può risultare assente (D_{2p}); (4) 0.20 m di depositi piroclastici rimaneggiati (*facies F*) contenenti clasti carbonatici a spigoli vivi e diametro inferiore di 1cm; (5) 0.30 m di ghiaie carbonatiche a struttura clasto-sostenuta costituita da di dimensioni variabili tra 2 e 3 cm, la matrice risulta assente (D_{2p}); (6) 0.20 m di depositi simili a quelli del punto 4 (*facies F*).

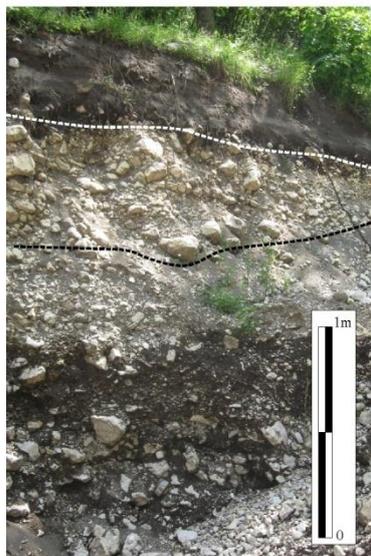
L'affioramento riportato in figura c (numero 5 figura 59), si caratterizza perché alla base presenta un livello vulcanico in posto, sabbioso di colore grigio, spesso circa 0.4 m (eruzione di Avellino), sovrapposto da 3 m di clasti carbonatici di dimensioni medie di 2-3 cm e massime di 10 cm, a spigoli vivi immersi in un'abbondante matrice piroclastica sabbiosa e di colore grigio. La struttura generale risulta molto caotica. Tale deposito si chiude con dei blocchi con un diametro medio di circa di circa 30cm.

Caratterizzazione stratigrafica delle conoidi di Volturara Irpina e Bagnoli

I depositi dei conoidi di Volturara Irpina (Figura 59, Figura 62a e b) presentano alternanze di depositi piroclastici rimaneggiati di colore marrone scuro e granulometria sabbiosa, con depositi a struttura matrice-sostenute costituiti da clasti carbonatici a spigoli vivi o smussati le cui concentrazioni e dimensioni variano a seconda dello strato. La matrice presenta una natura piroclastica.



(a)



(b)



(c)

Figura 62- Depositi rappresentativi delle conoidi di Volturara Irpina (a e b) e di Bagnoli (c).

Presso il comune di Bagnoli (Figura 62c), i depositi ritrovati hanno permesso di classificare solo il sistema bacino-conoide 30D, come caratterizzato da processi da *debris flow*. Presso di

esso, infatti, sono state riconosciute *facies* molto caotiche costituite da clasti carbonatici di dimensioni variabili da pochi millimetri fino a massimi di 50-60 cm. I clasti più piccoli presentano spigoli vivi, quelli più grandi possono essere smussati o arrotondati. La matrice è di natura piroclastica. Come per le altre aree dei monti Picentini, si alternano a depositi piroclastici rimaneggiati.

3.3.5 Fascia pedemontana dei monti della Maddalena

I depositi dei conoidi dei monti della Maddalena presentano la più vasta variabilità di *facies*, sia all'interno dello stesso corpo di conoide, sia tra corpi adiacenti, da cui deriva una maggiore difficoltà nell'attribuzione della tipologia di trasporto prevalente.

Ai fini di questa interpretazione è stato utile schematizzare i conoidi per i quali sono stati rinvenuti degli affioramenti (Figura 63) in tre gruppi con caratteristiche sedimentologiche diverse.

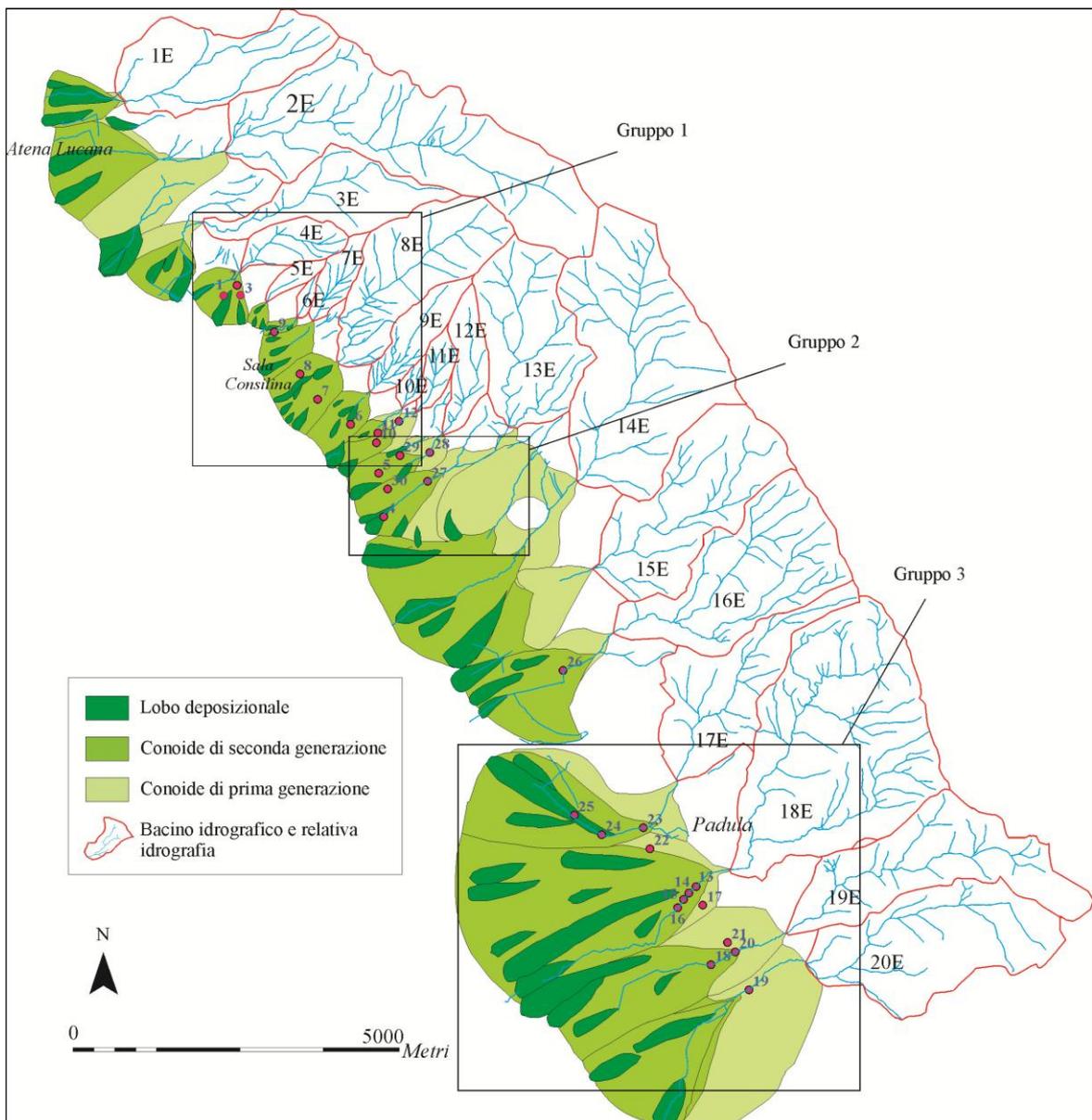


Figura 63- Ubicazione degli affioramenti presso la fascia pedemontana dei Monti della Maddalena.

Al primo gruppo appartengono i sistemi bacino-conoide sui quali si estende il Comune di Sala Consilina (dalla 4E alla 11E, gruppo1 figura 63). I bacini s'impostano sul substrato dolomitico e le conoidi risultano altamente antropizzate, per tanto gli affioramenti sono ubicati solo in corrispondenza di tagli antropici.

L'analisi ha evidenziato il rinvenimento di quattro *facies* messe in posto prevalentemente da processi da *debris flow* e secondariamente da flussi idrici con elevati carichi di sedimento tipo *hyperconcentrated flow*. Questi ultimi si ritrovano prevalentemente nei depositi più antichi e in alcuni affioramenti delle zone distali dei conoidi più recenti. In particolare le *facies* più frequenti sono:

- la *facies A* che si localizza nei conoidi antichi e nelle aree distali di quelli recenti. Si costituisce di depositi laminati, a granulometria variabile dalle sabbie alle ghiaie con clasti massimi di 10-20 cm. Spesso al loro interno sono presenti lenti o livelli più caotici.
- La *facies D₂*: costituisce la *facies* caotica meno diffusa, la matrice può essere sia di natura carbonatica che piroclastica ed i clasti a spigoli vivi o smussati presentano dimensioni variabili tra i 4-5 cm e 30-40 cm.
- La *facies C*: è la *facies* caotica più diffusa, i clasti sono di natura carbonatica, mentre la matrice generalmente è carbonatica o terrigena per i corpi più antichi (*C_C*) e piroclastica o terrigena in quelli più recenti (*C_P*). La densità dei clasti tende a variare a seconda del livello e della distanza dall'apice.

La figura 64 riporta un esempio dei depositi caratterizzanti le conoidi di prima generazione, mentre la figura 65 mostra alcuni esempi di quelli dei corpi di seconda generazione e dei lobi deposizionali. I depositi dei conoidi di prima generazione presentano delle alternanze di *facies* caotiche sia matrice-sostenute che clasto-sostenute e *facies* più organizzate, i cui depositi sono ben cementati. I conoidi di seconda generazione invece si caratterizzano per un netto aumento delle *facies* caotiche e matrice-sostenute. I lobi deposizionali di recente deposizione comprendono frequentemente resti di manufatti antropici. Nel caso illustrato nella figura 65c, il deposito di un *debris flow* ha seppellito una costruzione del 17° secolo per un'altezza di 3 m dal vecchio piano campagna. In questo esempio, la struttura è massiva, presenta una granulometria sabbioso-limosa di colore marrone scuro e di natura piroclastica. I clasti si caratterizzano per differenti *ranges* di densità e dimensioni variabili da pochi centimetri fino ad un massimo di 10-15 cm. Talora formano dei livelli allineati o delle lenti in cui la struttura è matrice-sostenuta.

L'analisi delle *facies* dei conoidi di Sala Consilina, ha permesso di individuare diverse tipologie di trasporto per i conoidi più antichi, le quali variano dai meccanismi tipo *water flood* a quelli tipo *debris flow*. Questi ultimi invece diventano prevalenti per quelli di seconda generazione e per i lobi deposizionali di recente deposizione. Le considerazioni emerse dai dati di campo, insieme alle descrizioni delle cronache storiche hanno portato ad attribuire una tipologia di trasporto prevalente da *debris flow* ai sistemi bacino-conoide 4E, 7E, 8E, 9E, 11E. Per gli altri conoidi di questo settore (5E, 6E, 10E), sempre sulla base degli affioramenti, si ipotizza un trasporto da *debris flow* ma si è deciso di non inserirle nel *training data set* e di utilizzarli come elementi di verifica dei risultati ottenuti con l'analisi statistica.

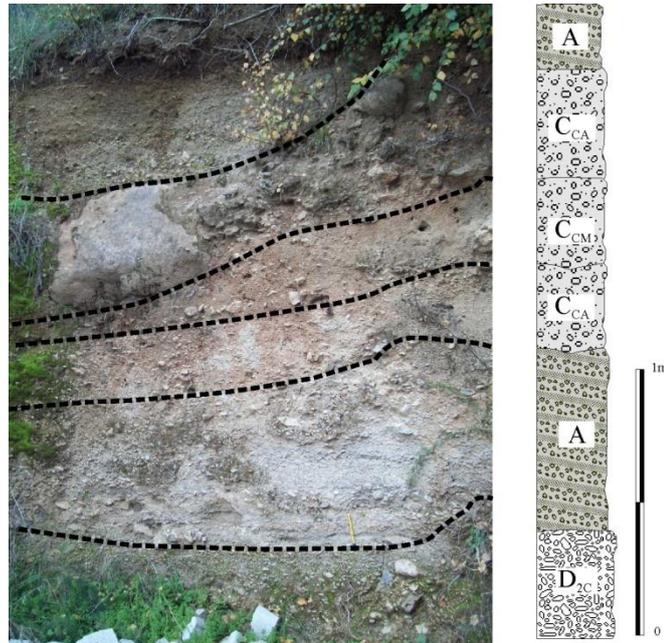


Figura 64- Esempio di deposito della prima generazione di conoide presso il Comune di Sala Consilina (affioramento 12, Figura 63). Nella parte basale affiorano di circa 30 cm di depositi caotici a struttura clasto-sostenuta, con clasti a spigoli mussati o arrotondati e dimensioni medie di pochi centimetri (*facies D_{2C}*). Verso l'alto si passa a circa 70 cm di depositi laminati o debolmente laminati, a struttura clasto-sostenuta (*facies A*), ben cementati con intervallati livelletti più caotici. Seguono circa 30 cm di depositi caotici, matrice-sostenuti, costituiti da clasti calcarei a spigoli vivi o smussati e matrice di natura carbonatica (*facies M_{sA}*). Le dimensioni medie dei clasti sono di pochi centimetri. Al di sopra è posto uno strato di spessore variabile da 10 fino a 40 cm di depositi caotici, costituito da clasti carbonatici immersi nella matrice derivata dall'alterazione di suoli (*facies M_{sM}*). Segue uno strato caotico matrice-sostenuto (*facies C_{CM}*) caratterizzato dalla presenza di clasti di grandi dimensioni (fino ad 80 cm). Infine una superficie di erosione segna il passaggio all'ultima *facies* costituita da depositi chiaramente laminati con dimensioni dei clasti di pochi centimetri e struttura clasto-sostenuta (*facies A*).



(a)



(b)



(c)

Figura 65- Esempi di deposito rinvenuti nella seconda generazione di conoide presso il comune di Sala Consilina. Nell'affioramento in figura a (affioramento 7, Figura 63), alto circa 3 m, si rinvencono facies caotiche da *debris flow* separate

da superfici erosionali con andamento ondulato. Le prime tre (*facies* C_{CA}) dal basso sono molto simili, poiché si costituiscono di clasti carbonatici immersi in una matrice carbonatica o derivata dall'erosione di paleo-suoli, la struttura è caotica e matrice-sostenuta. La differenza consiste nella dimensione dei clasti che mediamente è di pochi centimetri nel secondo e di circa 10 cm nel primo e nel terzo. L'ultimo strato invece è composto dai depositi sabbioso-siltosi contenenti clasti carbonatici spigolosi dalle dimensioni centimetriche, all'interno del quale sono compresi resti ossei e ceramici di età preistorica (*facies* C_{PB}). L'affioramento *b* e *c* è un esempio di deposito tipico dei lobi deposizionali.

Tra gli abitati di Sala Consilina e Padula, per i conoidi numero 12E e 13E (gruppo2 figura 63), sono stati rinvenuti diversi affioramenti le cui *facies* sono attribuibili prevalentemente a fenomeni di trasporto del tipo *water flood/hyperconcentrated*, di cui alcuni esempi sono riportati nella figura 66.

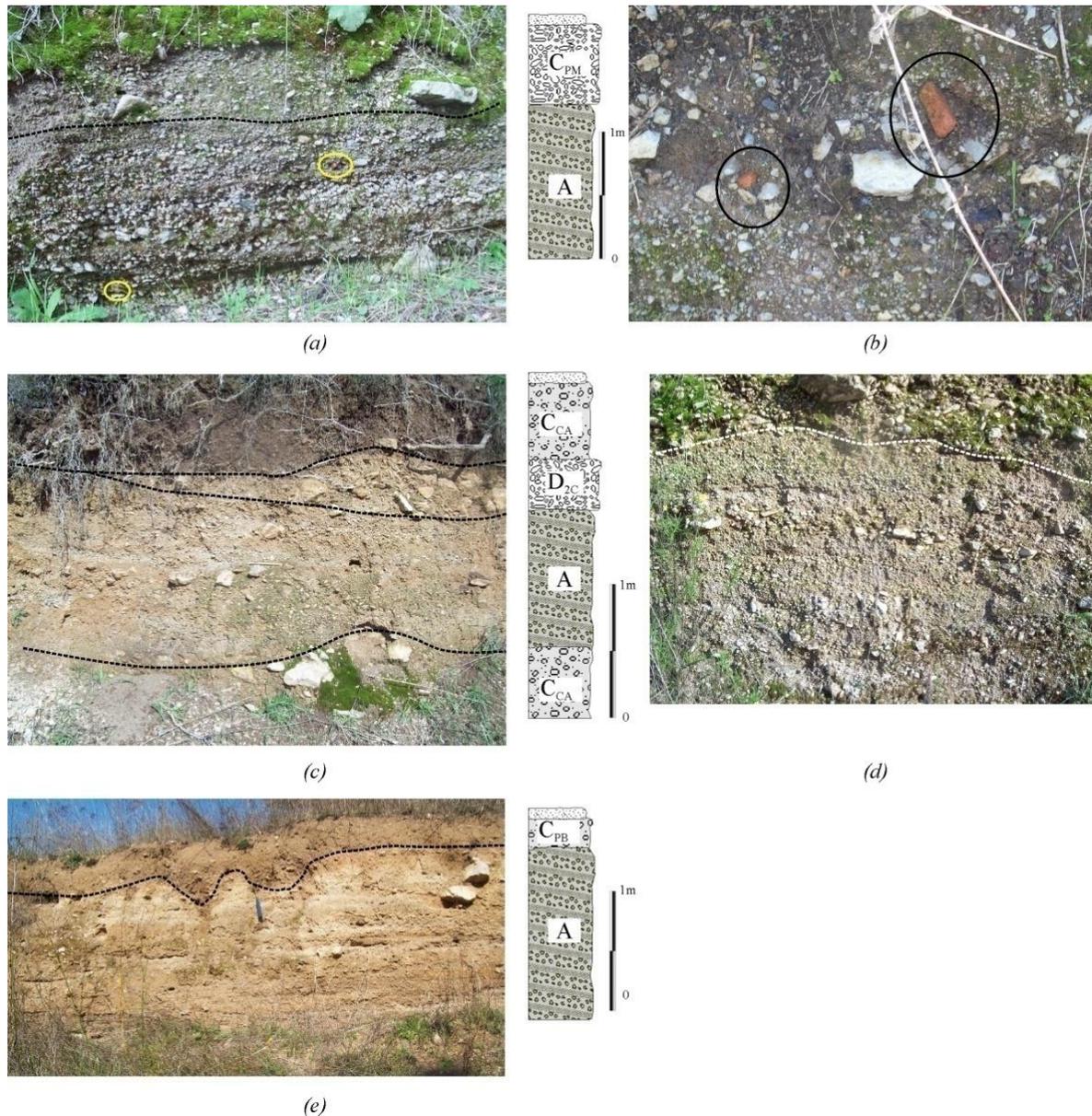


Figura 66- Esempi delle stratigrafie rinvenute per i conoidi 12E e 13E.

Il *log* nella figura 66a si rinviene presso le aree apicali della nuova generazione (affioramento 27, Figura 63), presenta circa 1 m di depositi riferibili alla *facies* *A*, che a diverse altezze ingloba resti di manufatti antropici rimobilizzati (Figura 66a e b). I clasti presentano delle dimensioni medie di 2-3 cm e massime di 20 cm. Il passaggio tra una *facies* e l'altra è spesso segnata da una superficie di erosione che comunemente disegna morfologie a canale. Depositi

dalle caratteristiche simili caratterizzano sia il conoide più antico (Figura 66c; affioramento 28, Figura 63), sia le aree più distali (Figura 66c; affioramento 4 Figura 63).

I depositi dei conoidi 17E, 18E, 19E e 20E (gruppo3 figura 63) sono differenti da tutti quelli discussi in precedenza, in quanto i rispettivi bacini s'impostano all'interno dei depositi silicoclastici dell'unità lagonegrese.



Figura 67- Esempi di stratigrafie per i conoidi del Comune di Padula (17E, 18E, 19E e 20E.)

Sono costituiti da un'abbondante matrice terrigena, di colore marrone scuro e granulometria limoso-argillosa, nella quale sono immersi clasti siliciferi grigio-verdasri o rossastri che presentando una forma appiattita ed allungata e clasti calcareo marnosi, con forma più discoidale ed angoli smussati. Le dimensioni dei clasti mediamente sono di circa 3-4 cm, raramente si raggiungono gli 8-10 cm. In quasi tutti gli affioramenti sono stati rinvenuti frammenti di porcellane rimaneggiate e caratterizzati anch'esse da spigoli smussati (Figura 67). I clasti possono presentare la caratteristica di disporsi lungo allineamenti con direzione preferenziali monte-valle, oppure di concentrarsi in livelli dello spessore di una decina di centimetri.

3.3.6 Considerazioni conclusive sulla definizione della tipologia di trasporto

In conclusione a causa della disomogeneità dei dati di campo, l'analisi delle *facies* ha permesso di attribuire una tipologia di trasporto prevalente solo per 46 sistemi bacino conoide rispetto ai 102 studiati. Di questi, 17 presentano un trasporto prevalente da *water flood* e 29 da *debris flow*. L'ubicazione geografica della distribuzione dei trasporti non è casuale, ma si assiste ad una prevalenza di quello da *water flood* presso le conoidi dei monti del Matese e nei sistemi bacino-conoide più estesi dei Monti della Maddalena, mentre quello da *debris flow* predomina presso i restanti conoidi dei monti della Maddalena e soprattutto presso le aree dei monti Picentini e di Caserta.

Le osservazioni derivate dai dati di campagna sono state inserite nel *data set* insieme alle caratteristiche morfometriche per l'elaborazione delle analisi statistiche e l'attribuzione di una tipologia di trasporto attesa anche a quei sistemi non classificati in campo.

3.4 Analisi morfometrica su base statistica

L'analisi delle variabili morfometriche dei sistemi bacino-conoide e della relazione con la tipologia di trasporto prevalente è stata eseguita tramite delle tecniche statistiche.

A tal fine è stato elaborato un *data base* (vedi appendice) che sintetizza per ogni sistema, nove parametri morfometrici (Tabella 13) dei quali, quattro si riferiscono al bacino, tre al conoide e due dell'asta principale nel bacino.

Variabile	Descrizione	Unità
Area Bacino (Ab)	Area Planimetrica del bacino idrografico misurato dalle carte topografiche 1:5000.	km ²
Lunghezza bacino (Lb)	Lunghezza della linea che congiunge il punto a quota massima con quello a quota minima del bacino (Wilford et al. 2004)	km
Pendenza bacino (ib)	Pendenza media del bacino misurata su tutto il poligono tramite le funzioni di <i>Spatial Analyst</i> in ambiente Gis.	Gradi
Lunghezza del canale principale nel bacino idrografico (Lc)	Lunghezza del canale principale.	km
Pendenza del canale principale (ipc):	Pendenza media del canale principale nel bacino idrografico misurata tramite le funzioni di <i>Spatial Analyst</i> in ambiente Gis.	gradi
Rilevo (Br)	Dislivello tra la quota massima e quella minima del bacino.	km
Area Conoide (Af)	Area planimetrica del conoide alluvionale misurata dalla topografica in scala 1:5000.	
Lunghezza conoide (Lf)	Distanza tra il punto a quota più alta e quello a quota più bassa del conoide misurate dalla base topografica 1:5000.	km
Pendenza conoide (If)	Pendenza media del conoide misurata tramite le funzioni di <i>Spatial Analyst</i> in ambiente Gis.	gradi

Tabella 13- Elenco delle variabili morfometriche valutate.

Tutte le variabili investigate sono state già utilizzate in letteratura da diversi autori, molte di esse vengono indicate dagli stessi come le maggiormente discriminanti ai fini della definizione della tipologia di trasporto prevalente.

Oltre a quelle riportate nella tabella 13 ne sono state valutate altre derivate che possono aiutare nella descrizione sia qualitativa, sia quantitativa dei sistemi:

1. l'indice di Melton (Melton, 1965), valutato secondo l'equazione 2.4 .
2. il fattore di forma del bacino, valutato con l'equazione:

$$Wf = Ab / Lb^2 \quad (3.1)$$

3. la densità di drenaggio del bacino, valutata come il rapporto tra:

$$D = Ab / Lw \quad (3.2)$$

In cui Lw è la lunghezza di tutte le aste di drenaggio del bacino ricavate in scala 1:5.000.

4. il tempo di corrivazione del bacino valutato con l'equazione riportata da Ferro (2006) e particolarmente adatta per bacini montani di piccole dimensioni:

$$Tc = 0.02221(L/\sqrt{iL})^{0.8} \quad (3.3)$$

In cui L è la lunghezza dell'asta principale e iL e la sua pendenza media.

Inoltre sono stati valutati dei parametrici descrittivi come:

1. l'ordine gerarchico dell'asta principale (*sensu* Straler, 1957).
2. La litologia del substrato del bacino, in particolare se calcarea , dolomitiva o silico-marnosa.
3. La presenza di coperture piroclastiche nel bacino.

Tutti i parametri, sono stati strutturati all'interno delle *attribute tables* dei layers "bacino.shp" e "conoide.shp" in modo da costituire un *Data base* non ancora presente ne in letteratura ne

presso gli Enti di gestione del territorio, che sintetizza le caratteristiche morfometriche della maggior parte dei sistemi bacino conoide presenti in Campania (Figura 68). Esso può essere sia interrogato tramite delle *query*, sia utilizzato per analisi più complesse soprattutto di tipo statistico.

FID	Shape *	ID	SISTEMA BA	AREA	VOLUME	GENERAZION	QUOTA MAX	QUOTA MIN	QUOTA MED	PEND MAX	PEND MIN	PEND MEDIA	LUNGHEZZA
0	Polygon	1	1	1345181,38	5191190825,38	1	410	101	199	55	0	9	3472256,23
1	Polygon	2	1	315128,41	136453737,82	2	330,28	104	140	45	0	5	2998577,2
22	Polygon	3	2	201371,44	4263356861,37	1	296,3	94	182	60	0	10	257156,45
23	Polygon	4	2	502773,28	2128434339,12	2	250,48	99	169	58	0	8	2440286,54
24	Polygon	5	2	1742494,38	17257894,35	3	180,09	109	150	42	0	5	2035228,69
2	Polygon	6	3	639293,74	263356861,37	2	246,88	120	211	49	0	6	2352684,27
3	Polygon	7	4	354963,42	14853972,65	3	142,65	124	132	34	0	4	176468,45
4	Polygon	8	4	668415,5	2185151519,12	2	263,14	155	198	41	0	7	2316882,75
26	Polygon	9	4	3741976,99	4585114484,2	1	381,29	150	247	56	0	8	2372333,2
16	Polygon	10	5	33919,33	268741115,26	3	192,3	135	154	24	0	3	178952,32

FID	Shape *	ID	AREA	QUOTA MAX	QUOTA MIN	QUOTA MED	PEND MAX	PEND MIN	PEND MED	MEL	D	ORDINE	LUNGHEZZA
0	Polygon	1	1167533	1312,25	344,25	878	88	0	27,3	0,28	4,6	4	4695,14
1	Polygon	3	589868	1218,57	376,5	837	70	0	29,25	0,45	1,8	4	3049,4
2	Polygon	4	3502046	1212,65	320,63	881	86	0	32,54	0,6	1,9	3	4379,55
3	Polygon	5	144916	1226,54	284,87	785	69	0	24,78	0,73	1,4	2	3085,65
4	Polygon	6	341369	1178,52	302,82	768	80	0	26,44	0,53	1,5	3	3047,5
5	Polygon	7	2907050	1114,14	353,49	768	70	0	30,51	0,87	10,	3	2924,11
6	Polygon	8	395664	1203,87	361,11	723	65	0	30,26	0,45	2,2	2	3469,12
7	Polygon	11	169644	1210,3	244,32	699	72	0	29,45	0,7	15,	2	3550,4
8	Polygon	12	2201713	1198,65	333,66	714	80	0	28,65	0,61	4,2	2	3049,3

Figura 68- Esempio del data base elaborato.

3.4.1 Scelta del *data base* di riferimento per le analisi statistiche

Il primo problema che ci si è posti per la compilazione del *data base* è stato la scelta degli elementi da misurare. In particolare, il dubbio ha riguardato se valutare il sistema bacino-conoide riferito all'intero corpo di conoide, che comprende sia la prima, sia la seconda generazione; o se analizzare solo le caratteristiche morfometriche della seconda generazione che rappresenta invece il settore di deposizione più recente (ultimi 10.000 anni circa).

Per tale motivo, in una prima fase sono state elaborate entrambe le misure e sono stati ricostruiti dei grafici (dalla figura 69 alla figura 75) per analizzare se una stessa variabile presenta una diversa distribuzione a seconda di come viene calcolata.

Da questi, si nota una generale tendenza al cambiamento delle dimensioni, ma contemporaneamente emergono una buona corrispondenza delle distribuzioni e la conservazione del rapporto relativo tra individui di aree geografiche diverse. Ad esempio le aree del bacino e del conoide dei monti di Caserta e Picentini, sono mediamente inferiori sia se valutate per l'intero corpo sia solo per la seconda generazione rispetto alle altre.

Sulla base di queste considerazioni, eventuali risultati ottenuti da analisi statistiche eseguite con uno dei due *data base* sarebbero traslabili anche all'altro. Tenendo conto di queste premesse, per le analisi statistiche è stato scelto solo quello riferito al corpo totale in quanto si è voluto considerare il sistema bacino-conoide nella sua totalità e uniformare nel tempo e nello spazio il criterio di analisi sia del bacino che del relativo conoide. È importante ricordare infatti che i bacini in questione si sono formati in tempi dell'ordine delle centinaia di migliaia di anni, i quali, così facendo, sono stati relazionati ad un corpo di conoide prodotto nello stesso arco di tempo.

Nelle figure successive sono riportati i paragono tra le variabili; il numero e l'ampiezza degli intervalli in cui sono state discretizzate sono stati valutati tramite l'equazione di Sturges.

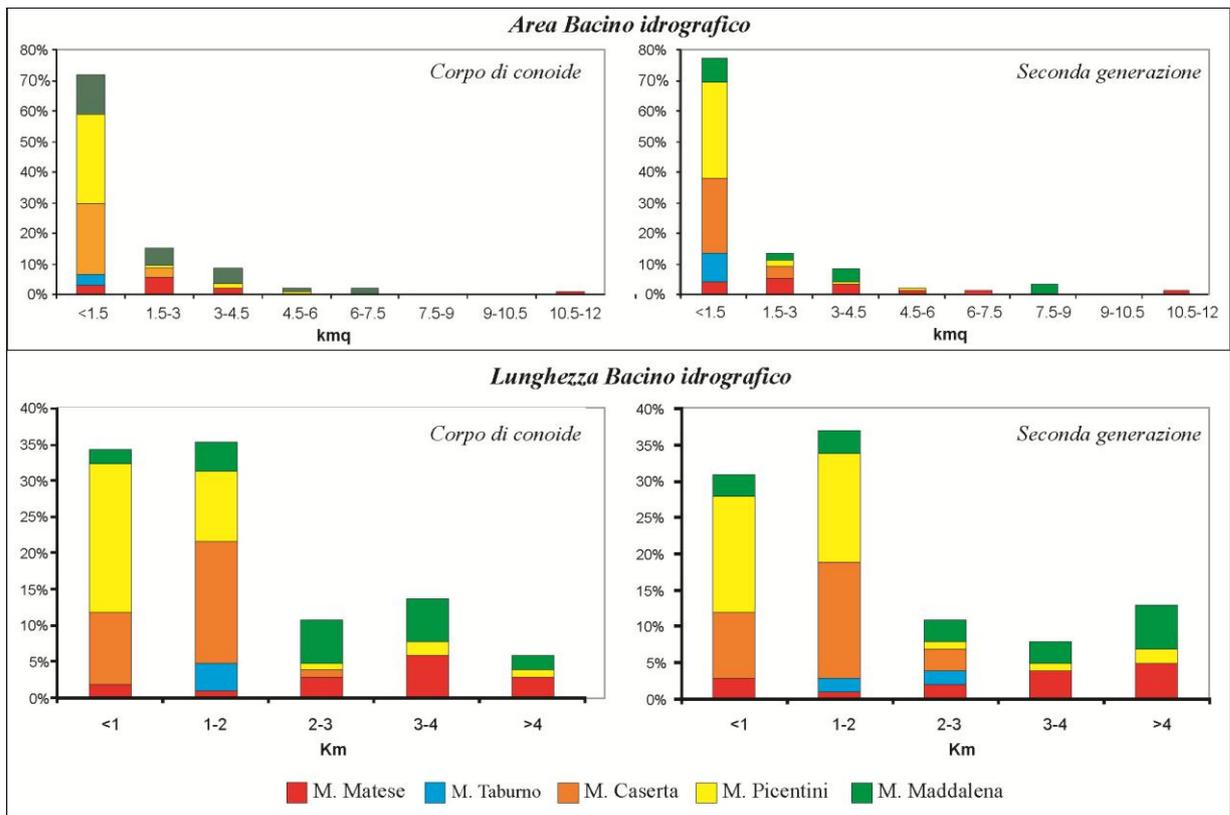


Figura 69- Confronto della distribuzione dell'area e della lunghezza del bacino per il sistema bacino conoide riferito al corpo di conoide totale o a quello di seconda generazione.

Per l'area del bacino, sia considerando il corpo di conoide totale sia solo quello di seconda generazione (Figura 69), si nota una percentuale elevata di individui (>70 %) con area minore di 1.5 km^2 , che esprime una mancanza di normalità nella distribuzione.

Nel dettaglio, le frequenze rimangono quasi invariate per le aree dei monti di Caserta e Picentini, perchè per esse la maggior parte degli apparati di conoidi multipli sono di tipo sovrapposto, di conseguenza l'apice idrografico e quello topografico coincidono ed il bacino di alimentazione risulta lo stesso. Delle variazioni si riscontrano invece per le aree dei Monti del Matese e della Maddalena, dove i corpi multipli sono di tipo incastrato, per cui i bacini che alimentano i conoidi di seconda generazione appaiono sensibilmente più estesi. Le distribuzioni sono comunque molto simili e per entrambe, i bacini dei monti del Matese e della Maddalena sono le maggiori.

Andamenti molto simili si rilevano anche per le lunghezze del bacino (Figura 69), dell'asta principale (Figura 70), e l'area e la lunghezza del conoide (Figura 71) le quali come l'area del bacino si caratterizzano per una distribuzione non gaussiana.

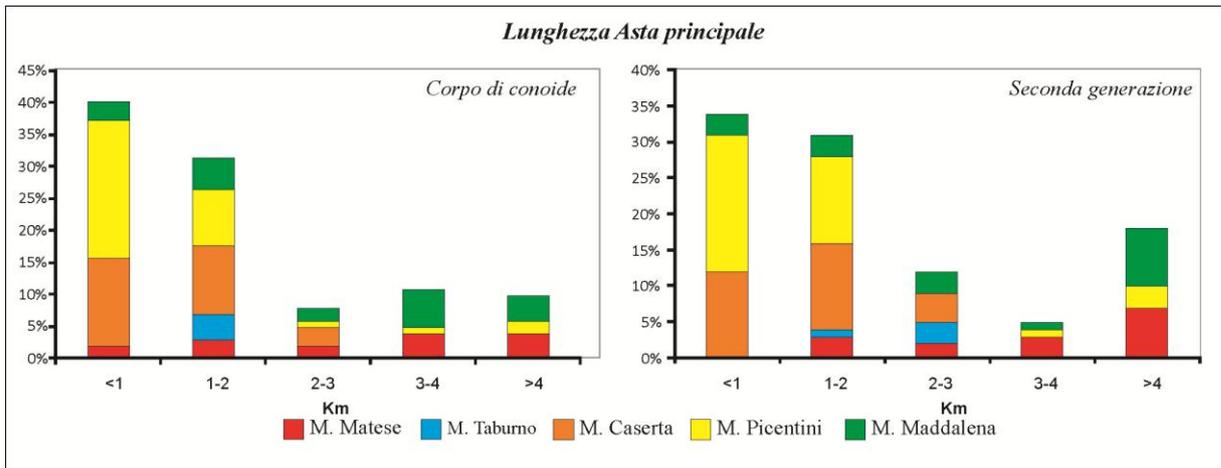


Figura 70- Confronto della distribuzione della lunghezza dell'asta principale per il sistema bacino-conoide riferito al corpo di conoide totale o a quello di seconda generazione.

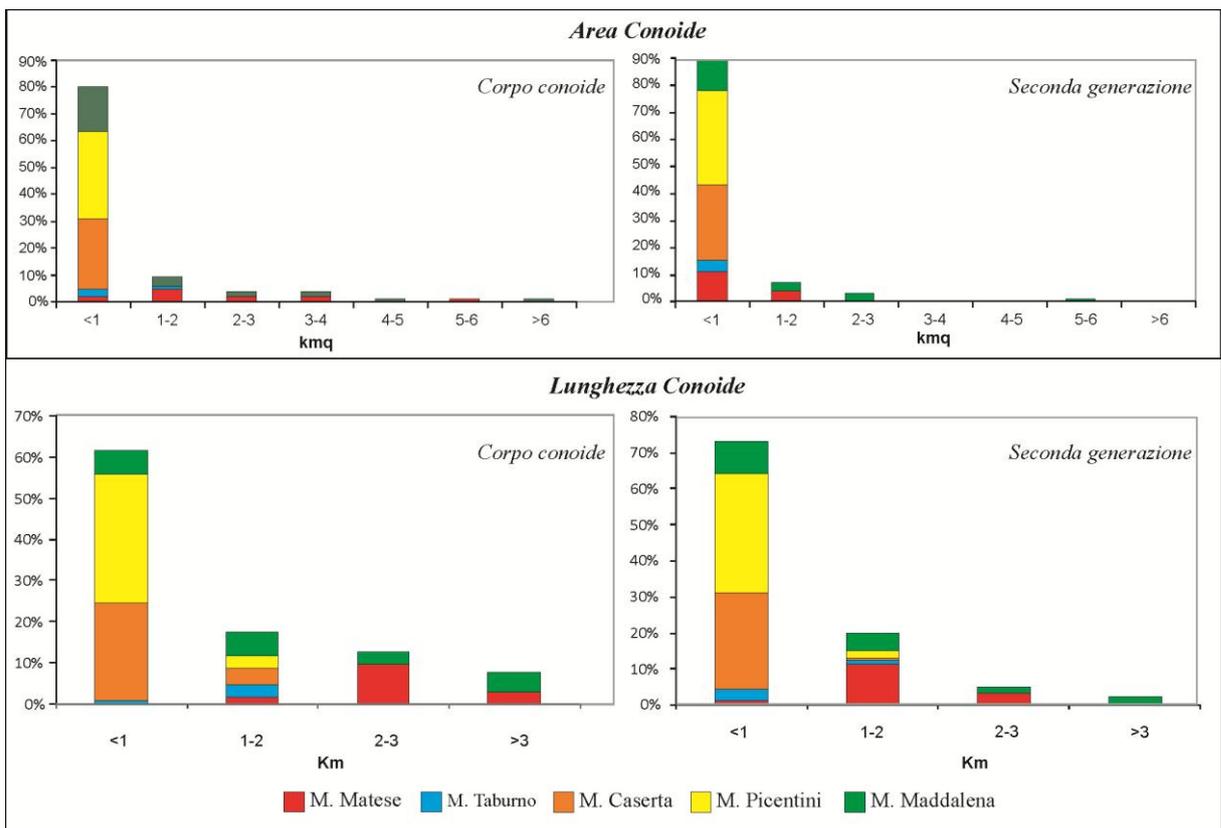


Figura 71- Confronto della distribuzione dell' area e della lunghezza del conoide riferite al corpo di conoide totale o a quello di seconda generazione.

Anche i grafici delle distribuzioni delle pendenze dei bacini e dell'asta principale tendono ad assomigliarsi. Quelli della pendenza del bacino (Figura 72) presentano una doppia moda in corrispondenza dei valori di 23°-25° e 31° per il corpo totale e 23°-24° e 29°-31° per quello di seconda generazione. In entrambi i casi, i monti del Taburno presentano le classi di pendenza più elevate, i monti del Matese quelle del settore centrale (tra 23° e 33° per il corpo totale e tra 18° e 33° per la seconda generazione), i monti di Caserta quelle del settore medio basso ed infine i monti della Maddalena e Picentini si distribuiscono su tutto il *range* di valori analizzati.

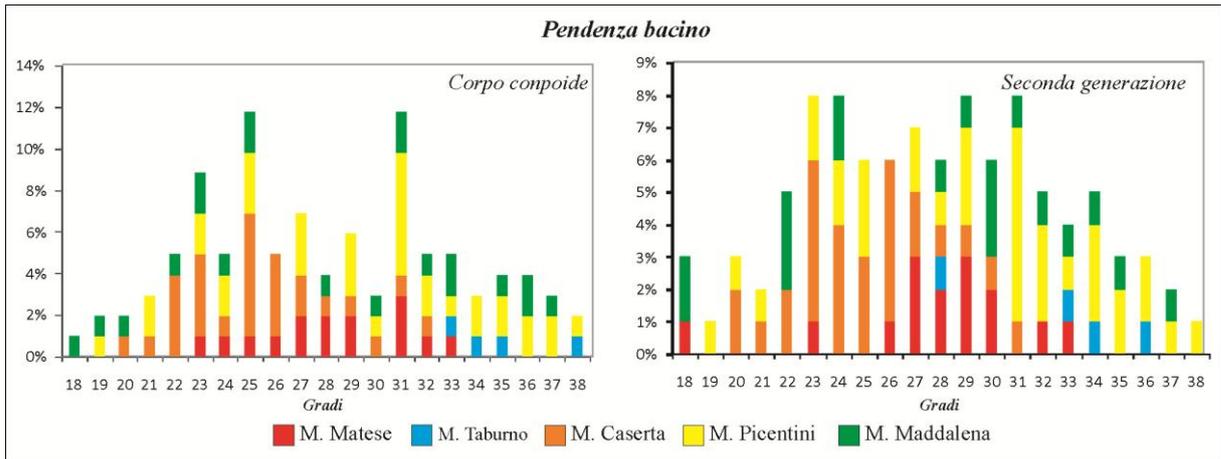


Figura 72- Confronto della distribuzione della pendenza del bacino per il sistema bacino-conoide riferito al corpo di conoide totale o a quello di seconda generazione.

Allo stesso modo il grafico della pendenza dell’asta principale nel bacino (Figura 73) riferito all’intero corpo di conoide rileva che i monti del Matese si caratterizzano per pendenze inferiori a 25°, i monti del Taburno per pendenze maggiori di 26°, i monti di Caserta per valori compresi tra 15° e 29°, ed infine quelli della Maddalena e Picientini per valori riferibili a tutto l’intervallo. Una simile struttura si ricava anche per i dati delle seconde generazioni (monti del Matese con i valori più bassi, monti del Taburno con valori medio alti compresi tra 22° e 27°, monti di Caserta con pendenze comprese tra 14 e 26° ed monti della Maddalena e Picientini che comprendono tutti i valori) con l’eccezione che le classi di pendenza più elevate di 27°, in questo caso interessano solo alcuni sistemi bacino-conoide dei monti della Maddalena e Picientini .

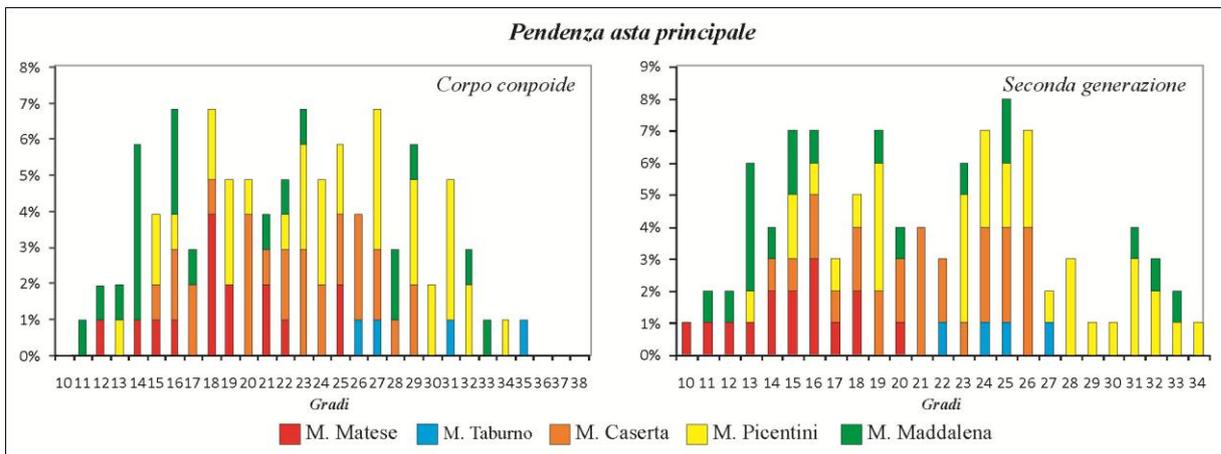


Figura 73- Confronto della distribuzione della pendenza dell’asta principale per il sistema bacino-conoide riferito al corpo di conoide totale e a quello di seconda generazione.

Il grafico delle pendenze dei conoidi totali (Figura 74) presenta un primo picco più elevato tra i 5° e 9° ed un secondo più basso a circa 13°, pendenze maggiori di 10° appartengono solo ai conoidi dei monti Picientini e di Caserta e ad una bassa percentuale dei monti della Maddalena. Il grafico riferito alla seconda generazione (Figura 74) presenta una prevalenza di pendenze comprese tra i 4° e gli 8°, in cui si concentrano tutti i conoidi dei monti del Matese, del Taburno e la maggior parte di quelli di monti di Caserta, anche in questo caso quelli dei monti della Maddalena e Picientini, tendono a distribuirsi anche nelle code laterali.

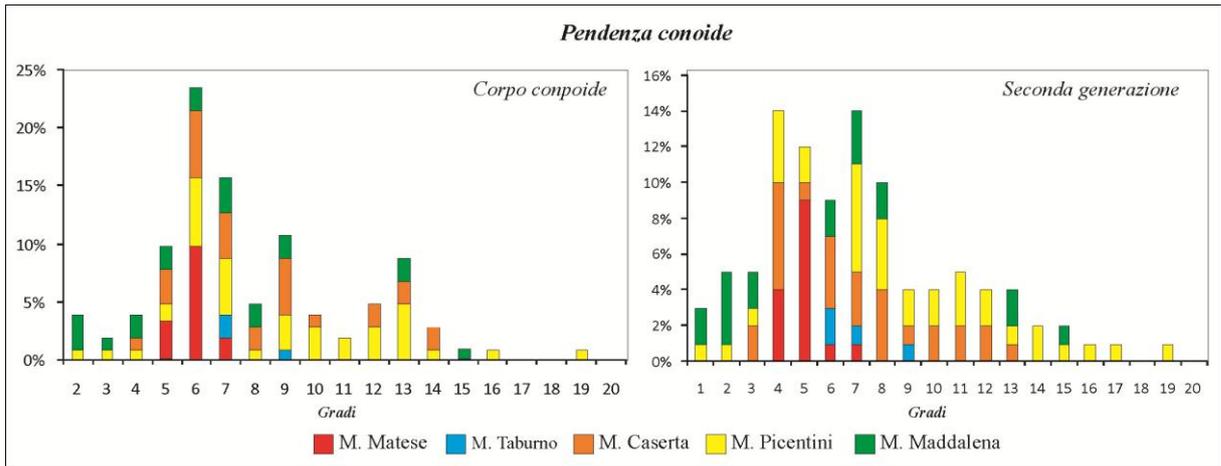


Figura 74- Confronto della distribuzione della pendenza del conoide riferite al corpo di conoide totale o a quello di seconda generazione.

I grafici che riportano la distribuzione del *relief* del bacino (Figura 75) si caratterizzano per dislivelli prevalentemente minori agli 800m per i bacini dei monti di Caserta e Pientini e maggiori per quelli dei monti del Matese, Taburno e della Maddalena.

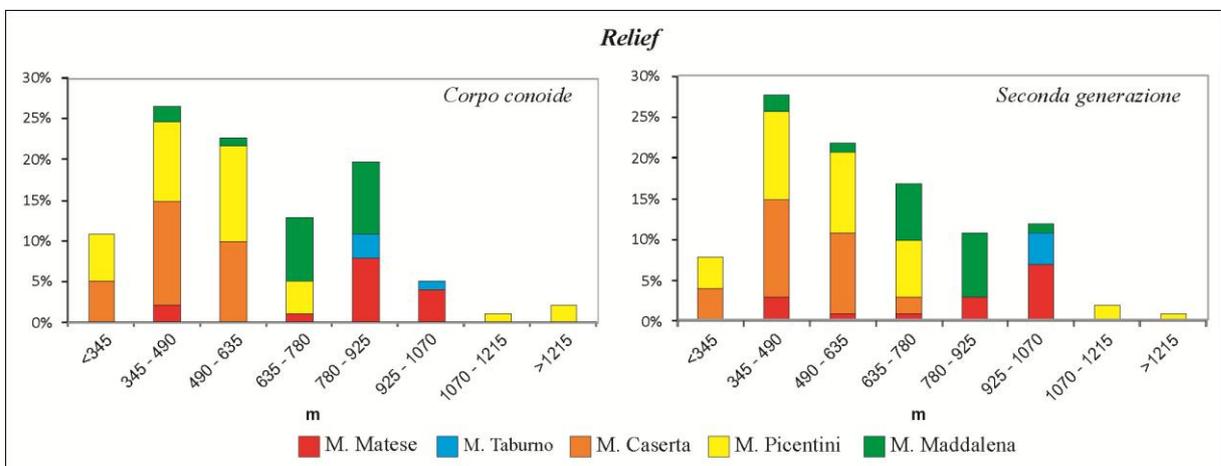


Figura 75- Confronto della distribuzione del rilievo per il sistema bacino-conoide riferito al corpo di conoide totale o a quello di seconda generazione.

L'analisi delle distribuzioni, ha consentito di notare che mentre i sistemi bacino-conoide dei monti del Matese, Taburno e Caserta occupano degli specifici *ranges* di valore per ogni variabile, risaltandone una certa uniformità, nel caso dei Monti Pientini e della Maddalena, la tendenza a presentare tutti i possibili valori mette in luce una maggiore disomogeneità delle dimensioni dei sistemi bacino-conoide che li costituiscono.

3.4.2 Analisi univariata delle variabili morfometriche

Le analisi univariate condotte nel paragrafo precedente hanno evidenziato che le distribuzioni di frequenza delle aree e delle lunghezze non sono di tipo gaussiano. Tale proprietà, come mostrato nella figura 76, è tuttavia raggiungibile mediante una trasformazione dei dati nei loro logaritmi naturali.

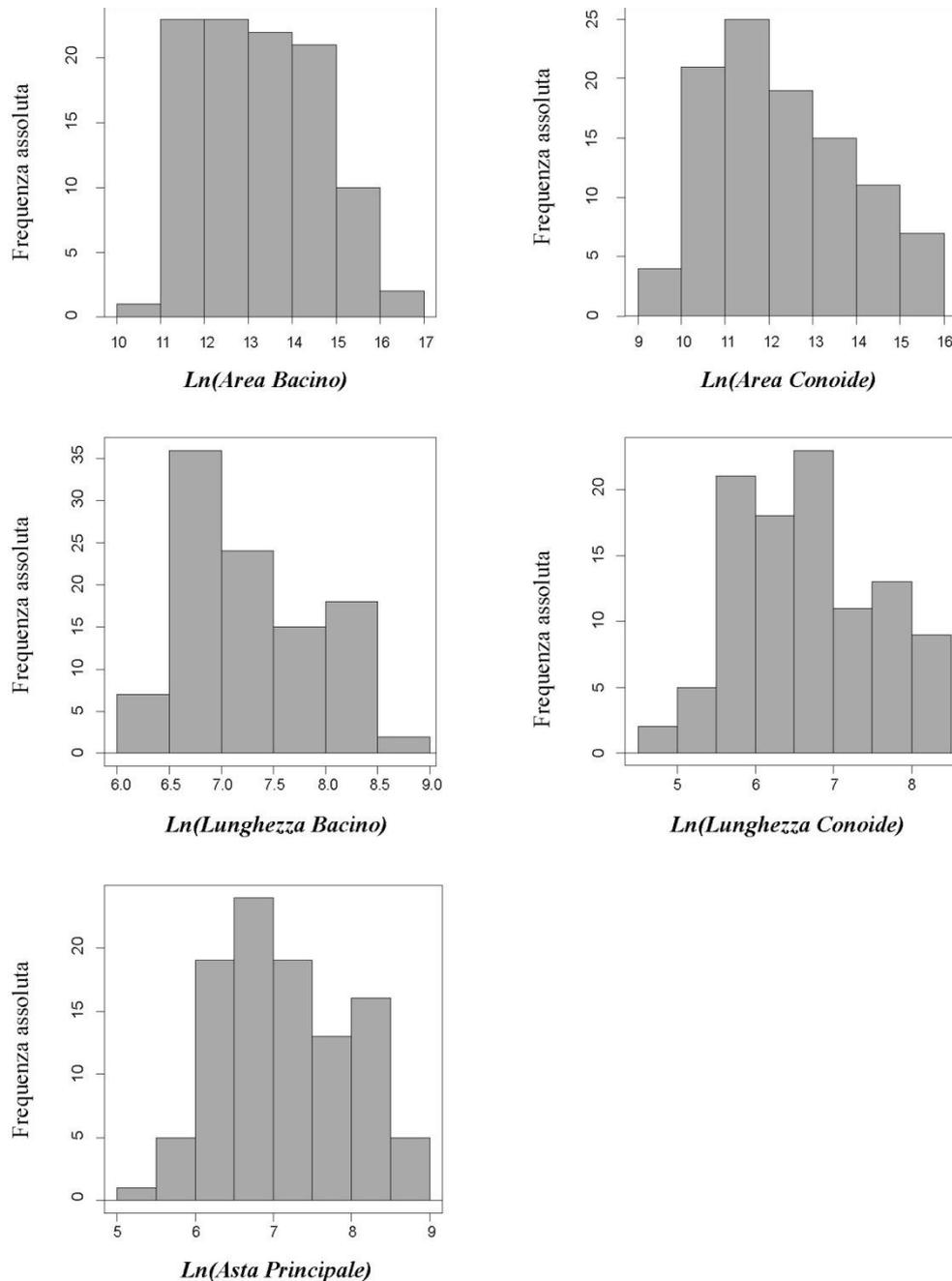


Figura 76- Trasformazione nei logaritmi naturali delle distribuzioni delle aree e delle lunghezze del sistema bacino-conoide.

I diagrammi delle lunghezze, delle pendenze e del rilievo (da figura 70 a Figura 75) presentano un andamento bimodale. La presenza di due mode suggerisce la coesistenza nella *data set* di due gruppi con caratteristiche morfometriche distinte per le quali si può ipotizzare una diversa tipologia di trasporto (D_f e W_f). A verifica di ciò, sono state elaborate delle statistiche descrittive univariate (Figura 77, Tabella 14) riferite ai 46 sistemi classificati in

campo, che hanno confermato che le dimensioni e le pendenze dei sistemi a diverso trasporto sono notevolmente differenti.

I sistemi caratterizzati da *debris flow* (*Df*), infatti, sono più piccoli, più pendenti, assumono valori medi dell'indice di Melton più elevati e presentano un rilievo del bacino inferiore rispetto a quelli caratterizzati da *water flood* (*Wf*). Questi risultati concordano con quanto riscontrato in letteratura (paragrafo 2.1.5) da diversi autori per sistemi bacino conoide situati in contesti morfoclimatici anche differenti da quelli Campani (Tabella 2).

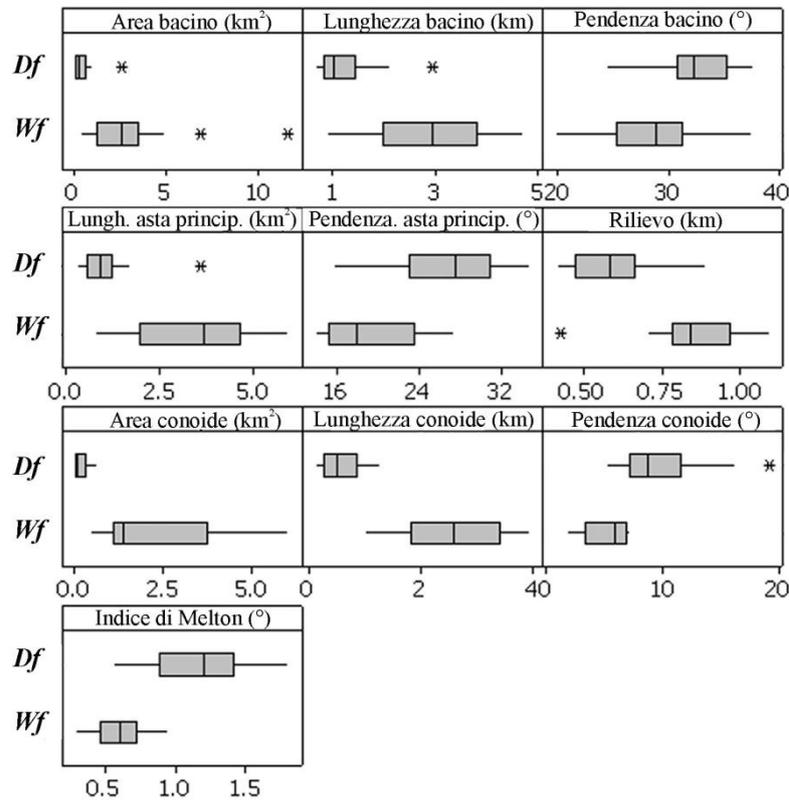


Figura 77- Statistiche descrittive delle variabili morfometriche riferite ai 46 sistemi bacino-conoide divisi per tipologia di trasporto.

Variabile	tipo	Mediana	Media	Minimo	Massimo	Deviazione standard	Asimmetria	Curtosi
Area bacino (km ²)	Df	0.24	0.41	0.07	2.56	0.49	+3.34	+13.92
	Wf	2.63	3.05	0.35	11.68	2.76	+2.17	+5.56
Lunghezza bacino (km)	Df	1.02	1.17	0.66	2.93	0.50	+1.77	+4.31
	Wf	2.93	2.94	0.89	4.70	1.06	-0.09	-0.66
Pendenza media bacino (°)	Df	32.29	32.05	24.21	37.69	3.77	-0.71	-1.17
	Wf	28.80	28.50	19.66	37.55	4.34	+0.01	-0.32
Lunghezza canale principale (km)	Df	0.90	0.99	0.28	3.59	0.63	+2.58	+9.61
	Wf	3.68	3.23	0.76	5.95	1.52	+0.10	-1.00
Pendenza canale principale (°)	Df	27.55	26.96	15.64	34.74	4.81	-0.52	-0.37
	Wf	17.91	19.08	13.92	27.41	4.53	+0.63	-1.07
Rilievo (km)	Df	0.58	0.60	0.41	0.89	0.14	+0.88	+0.07
	Wf	0.84	0.85	0.42	1.09	0.15	-1.17	+3.22
Area conoide (km ²)	Df	0.07	0.17	0.01	0.65	0.18	+1.34	+1.08

	Wf	1.38	2.42	0.42	6.06	1.79	+0.82	+0.47
Lunghezza conoide (km)	Df	0.50	0.57	0.12	1.27	0.32	+0.45	-1.04
	Wf	2.58	2.61	1.01	3.94	0.92	-0.19	-1.21
Pendenza conoide (°)	Df	8.62	9.32	5.14	19.24	3.33	+1.27	+1.67
	Wf	5.75	5.04	1.64	7.14	1.94	-0.82	+0.87
Indice di Melton	Df	1.21	1.19	0.55	1.82	0.34	+0.19	-0.76
	Wf	0.60	0.59	0.28	0.95	0.19	+0.17	-0.66

Tabella 14- Statistica descrittiva delle variabili morfometriche riferite ai 46 sistemi bacino-conoide classificati in campo.

Gli indici della curtosi e dell'asimmetria (Tabella 14) consentono di “quantificare” la normalità della distribuzione. Per i casi analizzati si nota che le aree, le lunghezze e la pendenza del conoide dei sistemi da *Df* mostrano delle distribuzioni leptocurtiche (la curva della distribuzione mostra una forma più a punta e con valori molto lontani da quello medio rispetto ad una distribuzione normale) ed asimmetriche destre (asimmetria maggiore di zero in quanto la moda < mediana < media), indicando che i valori più bassi sono più frequenti di quelli medi. La maggior parte delle altre distribuzioni possono essere approssimativamente ritenute normali (curtosi ≈ 0).

3.4.3 Analisi bivariata delle variabili morfometriche

Con riferimento ad alcuni lavori presenti in letteratura (Kellerharls & Church, 1990; Pasuto *et al.*, 1992; Sorriso-Valvo *et al.*, 1998; Crosta & Frattini, 2004; De Scally & Owens, 2004) è stata elaborata l'analisi bivariata, nella quale le variabili sono state relazionate a due alla volta, tramite il calcolo del coefficiente di correlazione di Pearson¹.

L'analisi è stata ripetuta tre volte considerando le variabili sia espresse nelle proprie grandezze (gradi, km e km²) sia standardizzate, sia con le lunghezze e le aree trasformate in logaritmi, con risultati abbastanza simili. Le correlazioni standardizzate sono rappresentate nella figura 78. Nella tabella 15, sono sintetizzate quelle con coefficienti più elevati. In generale per entrambi i meccanismi di trasporto la relazione più forte s'instaura tra l'area del bacino e quella del conoide, come documentato anche da altri autori (Kellerharls & Church, 1990; Pasuto *et al.*, 1992; Sorriso-Valvo *et al.*, 1998; Crosta & Frattini, 2004; De Scally & Owens, 2004). Per tanto, la grandezza del bacino presenta un controllo sulla disponibilità di sedimenti e sulla capacità di trasportarli a valle (Crosta & Frattini, 2004; De Scally & Owens, 2004). La maggiore correlazione evidenziata per i sistemi da *debris flow* indica inoltre che per questi è più elevata la possibilità che la maggior parte del materiale detritico prodotto nel bacino giunga al conoide e contribuisca al suo accrescimento.

¹ La correlazione indica la relazione tra due variabili casuali tale che a ciascun valore della prima corrisponda con una certa regolarità un valore della seconda. Non si tratta necessariamente di un rapporto di causa ed effetto ma semplicemente della tendenza di una variabile a variare in funzione di un'altra. Talvolta le variazioni di una variabile dipendono dalle variazioni dell'altra talvolta sono comuni, talvolta sono reciprocamente dipendenti. La correlazione può essere diretta o positiva quando entrambe variano nello stesso senso; indiretta, inversa o negativa quando variano in senso opposto. Il grado di correlazione viene espresso mediante gli indici di correlazione i quali assumono valori compresi tra - 1 (quando le variabili considerate sono inversamente correlate) e + 1 (se direttamente correlate), ovviamente un indice pari a zero indica un'assenza di correlazione. L'indice di Pearson è uno dei principali indici di correlazione e viene ricavato dal rapporto tra la covarianza di due variabili ed il prodotto delle loro deviazioni standard.

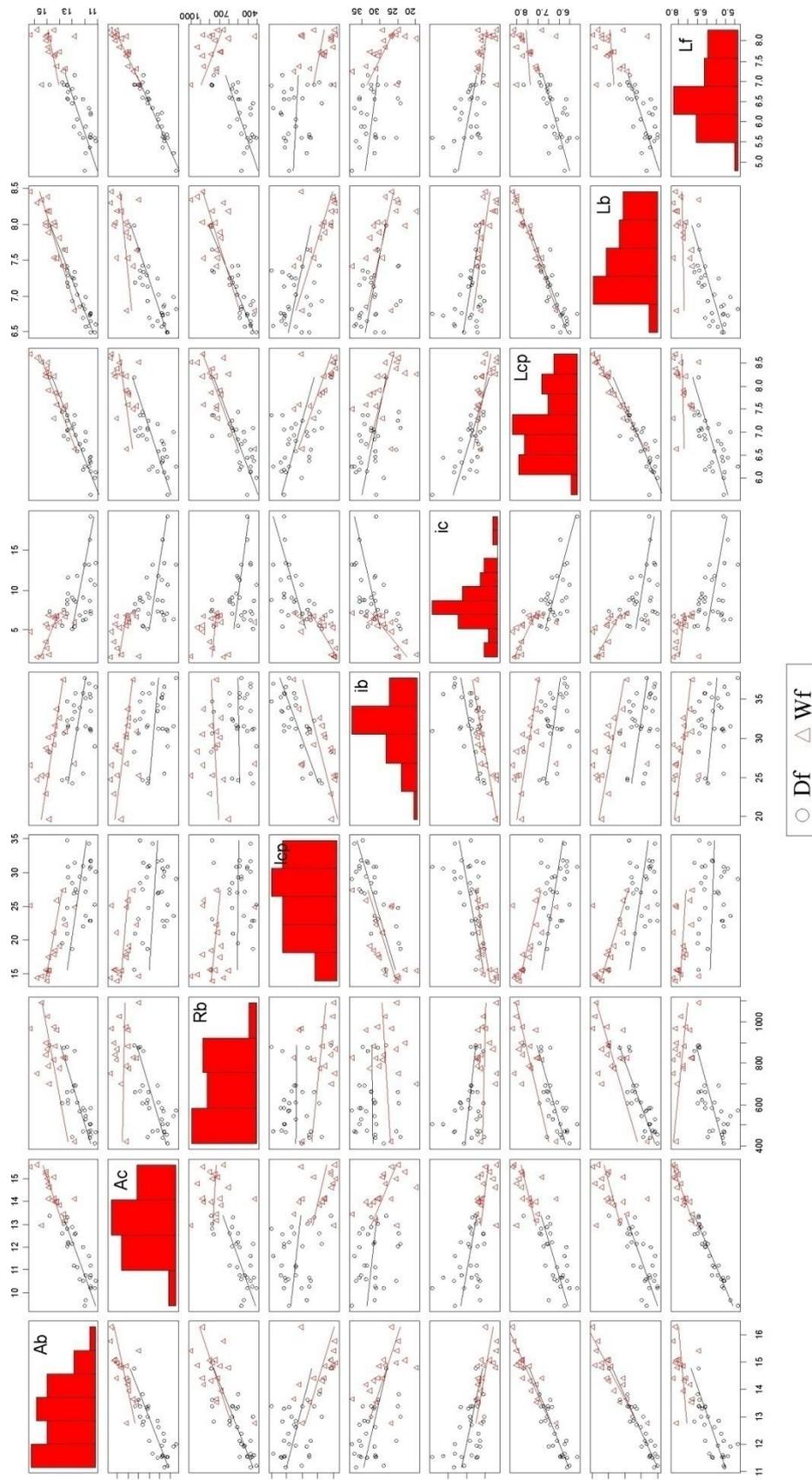


Figura 78- Rappresentazione della matrice di correlazione per gli individui divisi in base alla tipologia di trasporto. Ab= area bacino, Ac= area conoide; Rb= rilievo nel bacino; Lcp= pendenza canale principale; ib= pendenza bacino; ic= pendenza conoide; Lcp= lunghezza canale principale; Lb= lunghezza bacino; Lf= lunghezza conoide.

Relazioni	Df	Df (ln)	Df (Z)		Wf	Wf (ln)	Wf (Z)
<i>Ab - Af</i>	0.76	0.78	0.78		0.68	0.49	0.54
<i>Ab - Lf</i>	0.61	0.70	0.69		0.39	0.25	0.26
<i>Lb - Af</i>	0.76	0.70	0.68		0.47	0.43	0.46
<i>Lb - Lf</i>	0.66	0.62	0.94		0.28	0.25	0.24
<i>Lc - Af</i>	0.67	0.64	0.64		0.57	0.48	0.51
<i>Lc - Lf</i>	0.57	0.57	0.55		0.32	0.26	0.23
<i>Br - Af</i>	0.64	0.57	-0.46		0.25	0.61	0.21
<i>Br - Lf</i>	0.63	0.55	0.56		0.10	0.14	0.04
<i>Ib - if</i>	0.34	0.34	0.47		0.61	0.61	0.63

Tabella 15- Principali correlazioni tra le variabili morfometriche. Nelle colonne *Df* e *Wf* si considerano le variabili con le proprie dimensioni; in quelle *Df (ln)* e *Wf(ln)* si considerano le trasformazioni in logaritmi in quelle *Df(Z)* e *Wf(z)* sono standardizzate.

Ulteriori relazioni positive di minore entità riguardano le dimensioni del conoide ed il rilievo del bacino nei sistemi da *Df*. Una possibile spiegazione è attribuita al fatto che l'incremento del dislivello nel bacino, ne aumenta l'energia potenziale e di conseguenza ne favorisce l'insorgere di processi gravitativi e di destabilizzazione delle coperture che contribuiscono alla produzione del detrito disponibile per lo sviluppo dei *debris flow*.

3.4.4 Test di normalità ed omoschedasticità

La statistica descrittiva uni-variata ha messo in evidenza che alcune variabili (aree e lunghezza) non presentano una distribuzione normale. Poiché questa rappresenta una caratteristica fondamentale per lo svolgimento delle analisi multivariate, sono stati eseguiti dei test di normalità e di omoschedasticità delle distribuzioni multivariate, in quanto se una distribuzione multivariata risulta omogenea ed omoschedastica lo saranno anche tutte le variabili che la compongono.

La normalità è stata valutata attraverso il *test di Shapiro-Wilk* (test utilizzato per analizzare piccoli campioni come in questo caso) applicato separando i due gruppi a differenti tipologie di trasporto. Esso valuta la probabilità che l'ipotesi nulla (H_0 : la distribuzione è di tipo normale) sia vera, ovvero che risulti maggiore di 0.05.

Nel caso di studio, l'ipotesi nulla è confermata per i dati appartenenti al gruppo *Wf* ($p= 0.07$) mentre si riscontra un'assenza di normalità per quelli del gruppo *Df* ($p= 1.347e^{-11}$). Come già indicato dall'analisi uni-variata, le variabili che non presentano una distribuzione normale sono, l'area del bacino e del conoide, la lunghezza del bacino, del conoide e dell'asta principale, le quali sono state trasformate in logaritmi naturali. Sono stati quindi ripetuti i test ottenendo per entrambi i gruppi probabilità di verifica dell'ipotesi nulla (la distribuzione è normale) superiore a 0.05 ($p_{Df}= 0.07$ e $p_{Wf}= 0.09$).

L'omoschedasticità (proprietà di presentare varianza costante nelle diverse osservazioni campionarie) è stata esaminata attraverso il *test di Levene*. Anche in questo caso l'ipotesi nulla H_0 (la distribuzione è omoschedastica) è raggiunta con una probabilità maggiore di 0.05. Per entrambe le popolazioni, l'analisi evidenzia valori maggiori di circa 0.09 verificando l'esistenza dell'omoschedasticità.

I test di normalità ed omoschedasticità sono stati applicati anche all'indice di Melton. Quello di *Shapiro-Wilk* indica la presenza di una distribuzione normale per entrambi i gruppi

($p_{Df}=0.443$ e $p_{Wf}=0.619$); quello di *Levene* invece indica una probabilità minore di 0.05 per il gruppo *Df* ($p_{Df}=0.01$). Di conseguenza anche questo parametro è stato trasformato nei logaritmi naturali e ripetendo entrambi i test si riscontra sia la normalità ($p_{Df}=0.06$ e $p_{Wf}=0.31$), che l'omoschedasticità ($p=0.63$).

L'ultimo test eseguito è stato quello del χ -quadro per verificare se le due popolazioni (*Df* e *Wf*) possono essere rappresentative ognuna il 50% dei dati totali. Questa esigenza nasce dal fatto che il numero di sistemi bacino-conoide di tipo *Df* è maggiore (circa il 63%), di tipo *Wf*. L'ipotesi nulla (rappresentano ognuna il 50% della popolazione) risulta verificata in quanto $p=0.07$.

Sulla base dei risultati ottenuti dall'analisi univariata delle variabili originali, per le analisi successive è stato considerato un nuovo set di dati costituito dai seguenti parametri: logaritmo naturale dell'area del bacino e dell'area del conoide, logaritmo naturale della lunghezza del bacino, del conoide e dell'asta principale, rilievo e pendenze medie del bacino, del conoide e dell'asta principale.

3.4.5 Analisi del potere discriminante dell'indice di Melton

L'indice di Melton costituisce uno dei parametri maggiormente utilizzati in letteratura (paragrafo 2.1.5) per la previsione della tipologia di trasporto. In questa tesi si è voluto verificare, attraverso la tecnica statistica dell'analisi discriminante di *Fischer*, se assume lo stesso significato anche per i sistemi bacino-conoide campani.

Applicazione dell'analisi discriminante

L'applicazione dell'analisi discriminante ha permesso di caratterizzare la variabilità dell'indice per le diverse tipologie di trasporto e di ricavare, a partire da un *training set*, l'equazione discriminante lineare utile a classificare nuovi elementi. Questa presenta una forma del tipo:

$$L_{(x)} = a + bx \quad (3.4)$$

La figura 79 evidenzia di quanto si discostano i valori dell'*indice di Melton* (trasformato in logaritmi) per i due gruppi rispetto a quello medio globale che viene assunto pari a zero. Come si nota i sistemi da *debris flow* presentano indici superiori rispetto alla media (fino a 0.55) e rispetto a quelli da *water flood* i quali assumono valori minori di zero (fino a -0.94).

Il *range* di variabilità dei *Wf* (altezza della barra) è più elevato ed indicativo del fatto che comprende individui con *indici di Melton* molto diversi.

L'equazione discriminante calcolata con l'*indice di Melton* assume valore:

$$L_{1(x)} = 3.015(x + 0.223) \quad (3.4)$$

In cui:

- 0.223 è il coefficiente angolare, corrispondente alla media generale del *data set* valutata come media ponderata dei due gruppi.
- 3.015 è il termine noto che corrisponde con coefficiente discriminante ottenuto dall'analisi.
- x è il logaritmo naturale dell'*indice di Melton*.

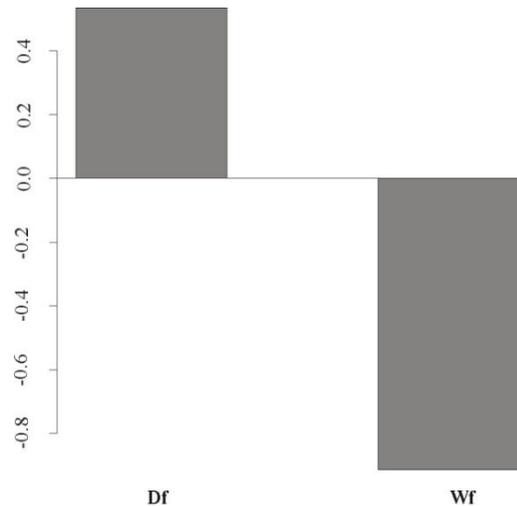


Figura 79- Pattern della media della variabile della variabile indice di Melton in ogni gruppo. La linea orizzontale al livello zero rappresenta la media globale nel data set. Le barre corrispondono alla media in ogni tipologia di trasporto.

Nel caso in cui si voglia classificare un nuovo sistema, si introduce il corrispondente logaritmo dell'*indice di Melton* al posto della x e se l'equazione assume valore superiore a 0, gli sarà attribuito un trasporto da Df se inferiore da Wf .

Questo equivale anche a dire che se:

$$\ln_{(-R)} < -0.2223 \quad \longrightarrow \quad Wf$$

$$\ln_{(-R)} > -0.2223 \quad \longrightarrow \quad Df$$

In valori non logaritmici, la soglia tra Wf e Df corrisponde a circa 0.80.

Ottenuta l'equazione discriminante si è proceduto alla validazione del modello tramite le tecniche del *leave-one-out* e del *K-fold*.

Il *leave-one-out* ricava che dei 46 sistemi, 25 vengono assegnati correttamente al gruppo Df , 14 al gruppo Wf , di conseguenza 7 sono mal classificati (4 per le Df e 3 per le Wf). L'errore totale è del 15%. I dati sono riassunti nella matrice di classificazione riportata nella tabella 16:

Tipo di trasporto	Trasporto assegnato (%)	
	Df	Wf
Df	25 (54)	3 (6)
Wf	4 (8)	14 (30)

Tabella 16- Matrice di classificazione dell'analisi discriminante dell'indice di Melton riferita ai 46 sistemi bacino-conoide classificati in campo.

I sette sistemi mal classificati sono i: 5D, 12D, 28C 8E, 3B, 6B e 12E. Per i primi quattro è stato riconosciuto in campo un trasporto da Df , ma presentano valori dell'*indice di Melton* che l'analisi statistica ha attribuito al gruppo delle Wf . Il contrario vale per gli ultimi tre.

Il modello *K-fold* indica una percentuale di sistemi mal classificati pari il 19%.

I due metodi di valutazione dell'accuratezza dell'equazione, evidenziano una percentuale di errore statisticamente non accettabile (15%-19%) e quindi un potere classificante dell'*indice di Melton* troppo basso.

Analizzando la frequenza dei valori assunti dall'*indice di Melton* (Figura 80) si nota che esiste un'ampia fascia di sovrapposizione tra -1 e circa 1 in cui si rinvengono sia sistemi interessati da processi tipo *debris flow*, sia tipo *water flow*.

Dal punto di vista geologico, questo risultato trova una spiegazione ammettendo che il passaggio tra le due meccanismi di trasporto estremi avviene mediante una serie di processi intermedi, e che uno stesso conoide può essere interessato da trasporti differenti secondo le condizioni pluviometriche e la disponibilità di detrito. Sulla base di queste considerazioni si può ricavare che tutti quei sistemi che presentano un valore della funzione (3.4) minore di circa -1 sono predisposti a processi di *water flow*, maggiori di 1 a processi da *debris flow* e i valori compresi tra -1 e 1 sono indicativi di sistemi che possono essere soggetti a processi intermedi.

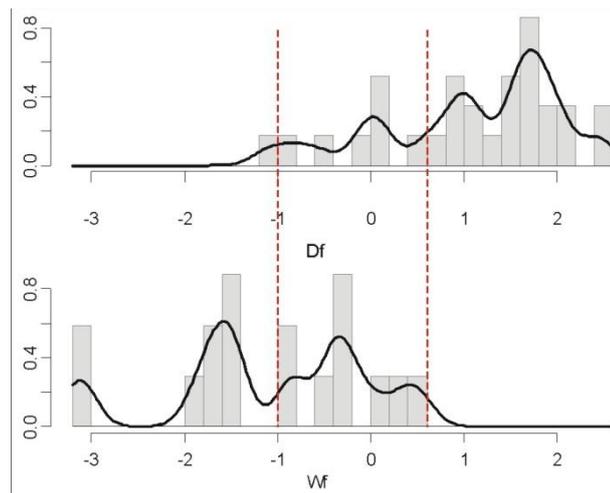


Figura 80- Istogramma e densità della funzione $L_{1(x)}$.

Discussione dell'analisi dell'indice di Melton

L'analisi discriminante dell'*indice di Melton* ha fornito un'equazione finalizzata alla classificazione della tipologia di trasporto prevalente attesa di un nuovo sistema bacino-conoide. La soglia tra i processi da *water flow* a quelli da *debris flow* è stata valutata pari a circa 0.80, i test di validazione del potere classificatore dell'equazione discriminante hanno dimostrato però, che l'uso unitario di questo parametro può indurre a classificazioni non sempre corrette perchè presenta un margine d'errore troppo elevato. Contrariamente a quanto riportato in letteratura quest'indice non costituisce quindi un parametro sufficiente a definire da solo la tipologia di trasporto per i sistemi bacino-conoide analizzati.

Il valore soglia calcolato (0.80) risulta più elevato rispetto agli altri riscontrati in letteratura (Tabella 1 e Tabella 2). Questa diversità è attribuita alle diverse caratteristiche litologiche ed alla morfologia dei bacini campani che in media sono meno estesi nonostante caratterizzati da dislivelli maggiori o paragonabili a quelli di altre aree geografiche.

Ulteriore differenza è data dal fatto che rispetto ad alcuni dei precedenti studi i sistemi interessati da processi iperconcentrati non sono stati considerati come una terza categoria (Wilford *et al.*, 2004; Welsh & Davies, 2010), o accorpati ai sistemi da *debris flow* (D'Agostino, 1996) ma inseriti nel gruppo dei *water flood*. Anche a causa di questa scelta si spiega la maggiore variazione riportata per i sistemi da *Wf* nella figura 79.

In letteratura (Marchi *et al.*, 1993; De Scally & Owens, 2004; Santangelo, 2006) sono proposti grafici che relazionano la *l'indice di Melton* con la pendenza del conoide (Figura 81) i quali vengono costruiti per determinare i valori soglia delle due variabili per le diverse tipologie di trasporto. Per i sistemi campani (Figura 81) si evidenziano diversi settori di cui, il primo caratterizzato da pendenze medie del conoide minore di 5° e valori dell'indice di Melton minori di 0.9, è costituito solo sistemi con trasporto prevalente da *Wf*; il secondo presenta un trasporto da *Df* e valori della pendenza maggiore di 7° indipendentemente da quello assunto dell'indice di Melton; per pendenze inferiori occorrono indici di Melton maggiori di 0.95 affinché si possa prevedere un trasporto da *Df*; nel settore centrale caratterizzato da *indici di Melton* compreso tra 0.35 e 0.65 e pendenze comprese tra 7° e 5° , invece si rinviene una zona di coesistenza delle due tipologie all'interno del quale risulta abbastanza incerta la definizione del trasporto.

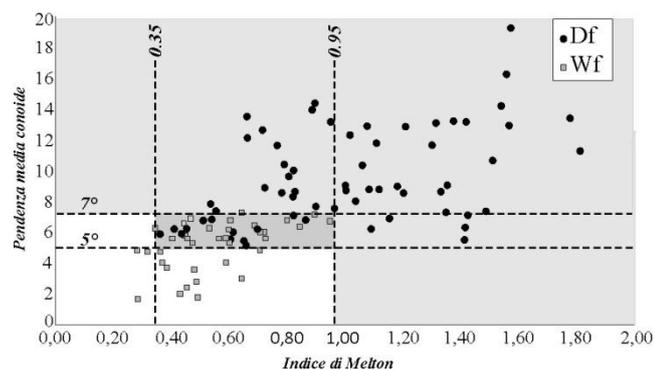


Figura 81- Relazione indice di Melton, pendenza del conoide per i sistemi bacino-conoide campani.

Nonostante questo grafico presenti dei margini di incertezza per valori che rientrano nella zona di sovrapposizione dei due meccanismi, può costituire un primo strumento per la gestione del territorio specialmente quando si devono analizzare territori molto estesi.

3.4.6 Analisi discriminante multivariata di Fischer

I risultati ricavati dall'analisi univariata *dell'indice di Melton* suggeriscono di utilizzare un diverso approccio di classificazione. In questa tesi si è proceduto attraverso un'analisi multivariata delle caratteristiche morfometriche valutate (area bacino Ab , lunghezza bacino Lb , pendenza bacino ib , rilievo del bacino Rb , area conoide Af , lunghezza conoide Lf , pendenza media della conoide if , lunghezza dell'asta principale nel bacino Lc , pendenza dell'asta principale nel bacino ipc).

Lo scopo principale è stato di verificare se queste costituiscono uno strumento per la classificazione della tipologia di trasporto e se alcune partecipano meglio al processo di classificazione.

Tramite il *software R* è stata elaborata l'analisi discriminante multivariata di Fischer la quale ha caratterizzato le variabili per le due tipologie di trasporto (Figura 82) e fornito l'equazione discriminante (3.5) utile alla classificazione.

Nel grafico in figura 82 le barre esprimono la variazione di ogni variabile rispetto al valore medio totale.

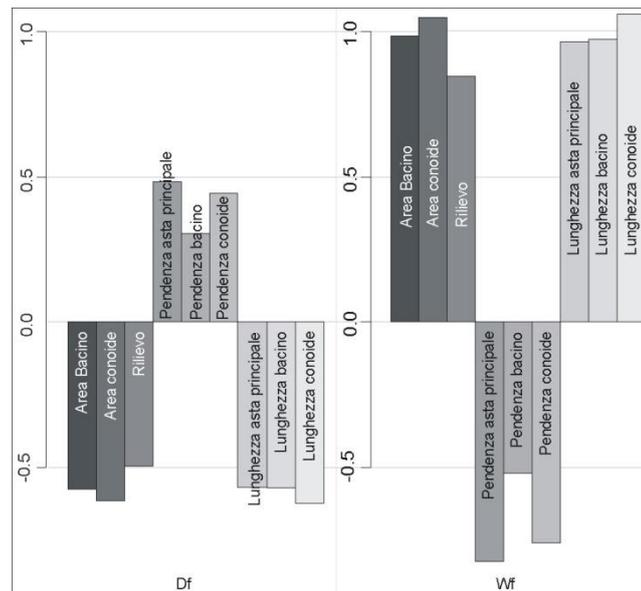


Figura 82- Pattern della media delle variabili standardizzate per ogni gruppo. La linea orizzontale al livello zero indica la media globale di ogni variabile.

Come già riscontrato con la statistica descrittiva si evidenziano delle sostanziali differenze dei due gruppi, visualizzabili con gli andamenti opposti delle barre i cui valori sono riportati nella tabella 17.

gruppo	$\log Ab$	$\log Lb$	ib	Rb	$\log Af$	$\log Lf$	if	Lc	Ipc
Df	-0.58	0.57	0.30	-0.49	-0.61	-0.62	0.45	-0.57	0.48
Wf	0.98	0.97	-0.52	0.84	1.05	1.06	-0.76	0.97	-0.82

Tabella 17 – Valori assunti dalle variabili standardizzate per ogni tipologia di trasporto.

Per la determinazione dell'equazione discriminante sono stati calcolati i coefficienti che ogni variabile presenta nella funzione lineare, questi se scalati sono indicativi della capacità discriminante di ogni parametro morfometrico (Tabella 18).

Variabile	L(X) coefficienti	L(X) coefficient scalati
Log (Area bacino)	0.02	0.03
Log (area conoide)	-0.88	-1.54
Rilievo	-0.00	-0.01
Pendenza canale principale	-0.16	-0.96
Pendenza bacino	0.14	0.61
Pendenza conoide	0.06	0.20
Log (Lunghezza canale principale)	0.28	0.23
Log (Lunghezza bacino)	0.5	0.30
Log (Lunghezza conoide)	2.94	2.83

Tabella 18- Coefficienti e coefficienti scalati della funzione discriminante di Fischer per le variabili morfometriche considerate nell'analisi.

La lunghezza del conoide presenta il coefficiente discriminante più elevato per tanto rappresenta il parametro che meglio consente di differenziare i due gruppi. Prima di procedere con la classificazione dei sistemi a tipologia di trasporto non nota, è stata valutata l'affidabilità del modello ai fini predittivi. Sia la tecnica del *leave-one-out* che del *K-fold* calcolano percentuali di errore elevate e rispettivamente del 16,5% e del 12% (Tabella 19).

Tipo di trasporto	Trasporto assegnato (%)	
	<i>Df</i>	<i>Wf</i>
<i>Df</i>	24 (52.2)	3 (6.5)
<i>Wf</i>	5 (10.9)	14 (30.4)

Tabella 19- Matrice di classificazione dell'analisi discriminante multivariata riferita ai 46 sistemi bacino-conoide classificati in campo.

I sistemi non correttamente classificati risultano essere i: 2B, 28C, 4E, 8E, 9E, 14A, 6B, 16D. Per migliorare il modello si è proceduto all'applicazione della regressione lineare logistica, la quale ha selezionato le due sole variabili utili alla classificazione (pendenza dell'asta principale nel bacino e la lunghezza del conoide) e calcolato una nuova equazione discriminante che assume forma pari a:

$$F(x) = -144.74 - 0.34 * Ipc + 14.24 * Lf \quad (3.5)$$

In cui Ipc è la pendenza dell'asta principale nel bacino e Lf è la lunghezza del conoide. In tal caso, le metodologie del *leave-one-out* e del *K-fold*, hanno verificato una buona accuratezza con percentuali accettabili di sistemi mal classificati (6.5% e 6.8%). Come ulteriore verifica è stata ripetuta l'analisi discriminante con solo le due variabili individuate. I risultati ottenuti (6.8% di sistemi bacino-conoide non correttamente classificati per il *leave-one-out* (Tabella 20) e 8.6% per il *K-Fold* possono essere ritenuti soddisfacenti, per affermare che quest'equazione possiede un buon potere discriminante per la definizione della tipologia di trasporto.

	<i>Df</i>	<i>Wf</i>
<i>Df</i>	0.56521739	0.02173913
<i>Wf</i>	0.06521739	0.34782609

Tabella 20- Matrice di classificazione dell'analisi discriminante multivariata riferita ai parametri lunghezza del conoide e pendenza dell'asta principale dei 46 sistemi bacino-conoide classificati in campo.

L'analisi ha quindi permesso di verificare come già rilevato da altri autori che anche per i sistemi bacino-conoide campani, l'uso di un numero minore di parametri migliora il modello perché evita problemi di collinearità dovuti al fatto che alcuni di essi sono fortemente intercorrelati.

L'equazione è stata in seguito applicata ai 56 sistemi bacino conoide non classificati in campo al fine di definirne la tipologia di trasporto prevista. I risultati sono mostrati nella tabella 21, nella quale sono riportate inoltre le probabilità di appartenenza al gruppo *Wf* calcolate attraverso l'equazione:

$$P(F(x)) = e^{F(x)} / (1 + e^{F(x)}) \quad (3.6)$$

Analizzando i dati si ricava che dei 56 sistemi, 35 vengono attribuiti al tipo *Df* e 18 a quello *Wf*. Le probabilità di appartenenza ai due gruppi risultano molto elevate, generalmente superiori al 90% (Tabella 21).

I sistemi bacino-conoide che le diverse analisi discriminanti indicano come mal classificati (14A, 2B, 3B, 4B, 28C, 5D, 12D, 16D, 4E, 9E, 12E) talora sono gli stessi (28C, 8E, 4B). In generale questi sistemi presentano caratteristiche morfometriche o intermedie tra i valori medi

delle due tipologie di trasporto, oppure delle anomalie nel rapporto delle dimensioni del bacino e del rispettivo conoide. Nel caso dei 14A, 4E, 9E ad esempio le aree dei conoidi sono circa equivalenti a quelle dei bacini.

È stata eseguita la verifica dei risultati derivati dall'analisi discriminante con quelli di campo per quei 12 sistemi a trasporto conosciuto, i quali erano stati introdotti nel *data base* dei 56 a trasporto non noto.

In tutti i casi viene confermata la validità dell'equazione statistica, ottenendo una classificazione teorica corrispondenze con quella attribuita su base stratigrafica (9A, 10A, 13A vengono correttamente classificati da *water flood* e 2C, 9C, 19C, 23C, 26C, 27C, 5E, 6E, 10E da *debris flow*).

id	P(Wf)	Gruppo assegnato	id	P(Wf)	Gruppo assegnato
4A	1.00e+00	<i>Wf</i>	22C	7.40e ⁻⁰⁹	<i>Df</i>
5A	1.00e+00	<i>Wf</i>	23C	3.76e ⁻⁰⁵	<i>Df</i>
8A	1.00e+00	<i>Wf</i>	24C	5.53e ⁻⁰¹	<i>Wf</i>
10A	1.00e+00	<i>Wf</i>	25C	5.09e ⁻⁰¹	<i>Wf</i>
11A	1.00e+00	<i>Wf</i>	26C	1.10e ⁻¹⁷	<i>Df</i>
12A	1.00e+00	<i>Wf</i>	27C	4.21e ⁻¹⁵	<i>Df</i>
13A	1.00e+00	<i>Wf</i>	2D	9.99e ⁻⁰¹	<i>Wf</i>
1C	3.74e ⁻¹¹	<i>Df</i>	13D	5.41e-07	<i>Df</i>
2C	1.83e ⁻⁰³	<i>Df</i>	14D	2.38e-06	<i>Df</i>
3C	2.64e ⁻⁰⁶	<i>Df</i>	15D	4.12e-10	<i>Df</i>
4C	4.27e ⁻⁰⁵	<i>Df</i>	20D	2.83e-03	<i>Df</i>
5C	9.84e ⁻⁰¹	<i>Wf</i>	23D	9.81e-01	<i>Wf</i>
6C	5.85e ⁻¹¹	<i>Df</i>	28D	7.27e-09	<i>Df</i>
7C	2.03e ⁻⁰⁷	<i>Df</i>	29D	2.28e-09	<i>Df</i>
8C	3.33e ⁻¹²	<i>Df</i>	31D	1.50e-12	<i>Df</i>
9C	2.18e ⁻⁰¹	<i>Df</i>	32D	5.95e-09	<i>Df</i>
10C	1.46e ⁻⁰⁵	<i>Df</i>	33D	3.02e-15	<i>Df</i>
11C	3.24e ⁻⁰⁵	<i>Df</i>	34D	1.72e-06	<i>Df</i>
12C	1.42e ⁻⁰⁴	<i>Df</i>	35D	5.26e-09	<i>Df</i>
13C	1.44e ⁻⁰⁷	<i>Df</i>	1E	7.67e-01	<i>Wf</i>
14C	3.26e ⁻¹⁰	<i>Df</i>	2E	1.00e+00	<i>Wf</i>
15C	2.87e ⁻¹¹	<i>Df</i>	3E	9.96e-01	<i>Wf</i>
16C	7.17e ⁻¹³	<i>Df</i>	5E	3.65e-10	<i>Df</i>
17C	1.00e ⁻⁰⁶	<i>Df</i>	6E	1.39e-08	<i>Df</i>
18C	4.53e ⁻⁰⁸	<i>Df</i>	10E	2.64e-06	<i>Df</i>
19C	1.58e ⁻⁰²	<i>Df</i>	14E	1.00e+00	<i>Wf</i>
20C	1.49e ⁻¹⁴	<i>Df</i>	15E	1.00e+00	<i>Wf</i>
21C	9.58e ⁻⁰³	<i>Df</i>	16E	1.00e+00	<i>Wf</i>

Tabella 21- Probabilità di appartenenza al gruppo *Wf* e relativo gruppo di assegnazione per ognuna dei 56 sistemi non classificati in campo.

Il calcolo dei parametri statistici descrittivi (Tabella 22) per i 102 sistemi bacino-conoide totali classificati con l'equazione 3.5 mostra una distribuzione molto simile a quella illustrata nella tabella 14 riferita ai 46 classificati in campo.

Variable	tipo	Mediana	Media	Minimo	Massimo	Deviazione standard	Asimmetria	Curtosi
Area bacino (km ²)	DF	0.24	0.45	0.04	2.79	0.55	+2.83	+8.47
	WF	2.63	2.42	0.27	17.44	3.31	+2.79	+9.59
Lunghezza bacino (km)	DF	1	1.14	0.58	3.70	0.54	+2.45	+8.27
	WF	3.07	3.10	0.75	7.84	1.34	+1.19	-3.63
Pendenza bacino (°)	DF	28.99	28.53	18.80	37.69	5.07	-0.02	-1.13
	WF	26.75	26.98	18.41	37.55	4.58	+0.25	-0.19
Lunghezza asta principale (°)	DF	0.89	0.99	0.21	4.21	0.69	+2.46	+9.26
	WF	3.45	3.23	0.76	6.75	1.45	+0.31	-0.21
Pendenza asta principale (°)	DF	24.79	24.81	13.35	34.74	5.21	-0.24	-0.65
	WF	17.48	17.57	10.23	27.41	4.22	+3.62	+0.14
Rilievo (km)	DF	0.48	0.51	0.20	1.08	0.17	+0.88	+1.66
	WF	0.81	0.82	0.42	1.23	0.16	-0.12	+1.14
Area conoide (km ²)	DF	0.08	0.14	0.01	0.65	0.14	+1.91	+3.92
	WF	1.23	1.88	0.09	6.06	1.58	+1.15	+0.53
Lunghezza conoide (km)	DF	0.48	0.52	0.12	1.27	0.27	+0.64	-0.31
	WF	2.27	2.27	1.01	3.94	0.87	+0.31	-1.02
Pendenza conoide (°)	DF	8.75	9.52	5.14	19.24	3.12	+0.70	+0.01
	WF	5.56	5.13	1.64	7.25	1.55	-1.01	+0.06
Indice di melton	DF	0.95	0.98	0.36	1.82	0.37	+0.27	-0.83
	WF	0.49	0.54	0.23	0.95	0.18	+0.50	-0.31

Tabella 22- Statistica descrittiva delle variabili morfometriche riferite ai 102 sistemi bacino-conoide analizzati.

3.4.7 Analisi delle Componenti Principali

È stata eseguita l'Analisi delle Componenti Principali (PCA) basata sulla matrice di correlazione sia per il *training set* (46 sistemi, Figura 83a e b), sia per il *data set* completo (102 sistemi, Figura 83c e d), con risultati molto simili. In entrambi i casi infatti la prima e la seconda componente principale rappresentano più dell'85% della varianza totale (l'85.66% per il data set completo e 87.01% per i 46 sistemi), indicando che due sole componenti possono caratterizzare l'informazione totale. La prima componente principale presenta una correlata positiva con le dimensioni del bacino, del conoide e dell'asta principale (*log Ab*, *log Af*, *log Lb*, *log Lf*, *log Lc*), mentre presenta una correlazione negativa con le pendenze, in particolare con la pendenza del conoide e dell'asta principale (Figura 83). Se ne ricava che al crescere delle aree e delle lunghezze, diminuiscono i rispettivi gradienti. Dal grafico emerge inoltre che le aree e le lunghezze sono molto correlate tra di loro, come si nota infatti i vettori tendono a sovrapporsi. Anche il rilievo mostra una relazione positiva con la prima componente, indicando che è maggiormente legata alle dimensioni del bacino rispetto alle pendenze.

La seconda componente è correlata prevalentemente alla pendenza del bacino, la quale però non presenta nessuna particolare correlazione con le altre variabili ed eccezione della pendenza dell'asta principale.

Per analizzare il legame tra le variabili morfometriche e la tipologia di trasporto è stato costruito il diagramma in cui vengono proiettati i sistemi bacino-conoide con la tipologia di

trasporto assegnata, sul quello della PCA (Figura 83b e d). Nell'analisi in cui si considerano tutti i 102 elementi per i 56 non classificati in campo il trasporto viene attribuito mediante l'analisi discriminante illustrata nel paragrafo 3.4.6. Anche in questo caso i grafici riferiti ai due *data set* sono molto simili (Figura 83b e d).

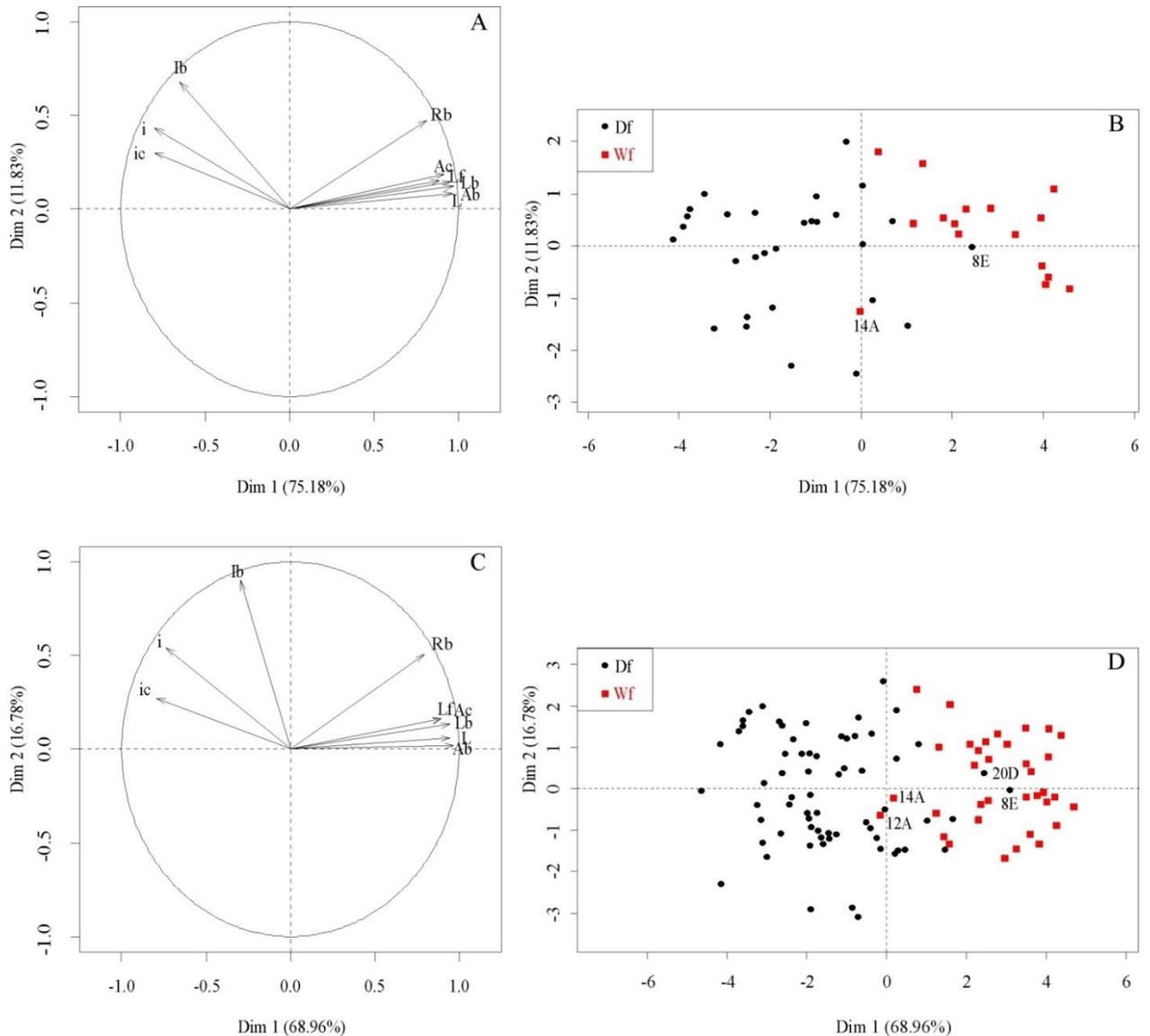


Figura 83- *Biplot* delle relazioni tra le variabili riferita ai 46 sistemi classificati in campo (a) e alla totalità dei dati (c). In (b) proiezione degli 46 individui sul *biplot*, in (d) proiezione dei 102 individui sul *biplot*.

Il primo risultato che emerge è che esiste una chiara distinzione tra gli individui caratterizzati dalle due tipologie di trasporto confermando come già indicato dalle statistiche descrittive univariate, . Si nota infatti che gli individui interessati da *Df* sono correlati alle pendenze e di conseguenza presentano aree e lunghezze poco estese, al contrario quelli appartenenti al gruppo *Wf* sono correlati positivamente alle dimensioni e presentano pendenze molto minori. Nei grafici in figura 83b e figura 83d, il passaggio tra i due gruppi non è netto, ma esiste una parziale zona di sovrapposizione. Quattro sistemi (8E, 12A, 14A, 20D) tendono invece a presentare un'ubicazione non coerente con la propria tipologia di trasporto, analizzando i loro parametri morfometrici e geomorfologici si nota che si caratterizzano per delle anomalie rispetto alla norma.

Ad esempio, al sistema 8E è stato attribuito in base all'analisi di campo un trasporto da *Df*, esso però presenta delle dimensioni intermedie tra le due tipologie (area bacino pari a circa 2.6 km², area conoide pari a circa 0.55 km²).

In questo caso è possibile notare che il bacino può essere scomposto in due settori (Figura 84), il primo con orientamento SW-NW costituisce la parte più alta, e presenta pendenze medie dell'ordine di 26°, il secondo posto in prossimità del conoide risulta molto più pendente (38° in media) ed interessato da numerosi fenomeni gravitativi tipo *debris flow*, molti dei quali giungono nelle prossimità dell'apice.

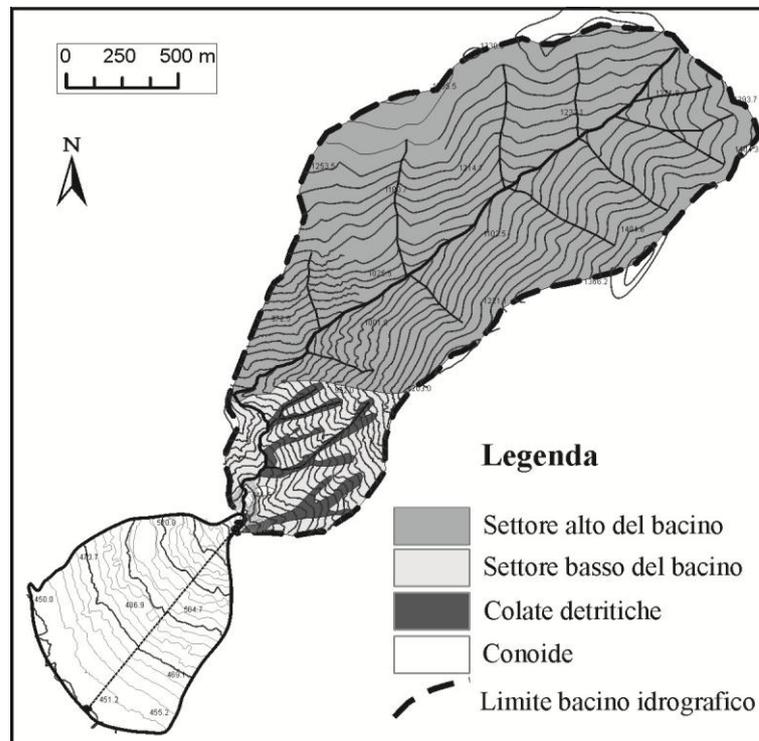


Figura 84- Schema rappresentativo del sistema bacino-conoide 8E.

Le osservazioni di campo ed i risultati della PCA inducono a pensare che per questo sistema non tutta la superficie del bacino partecipi alla costruzione del conoide, ma che almeno per quanto riguarda i carichi solidi il contributo maggiore sia fornito solo dall'ultimo settore.

I sistemi 12A, 14A risultano anomali in quanto presentano un'area del conoide paragonabile o più grande di quella del bacino di alimentazione. Il sistema 20D è stato inserito dall'analisi discriminante nel gruppo dei *Df*, anche in questo caso il bacino presenta estensioni molto simili a quelle dei sistemi da *Wf*, mentre tutte le altre caratteristiche sono molto più vicine a quelli da *Df*.

3.4.8 Discussione dell'analisi multivariata di Fischer e delle relazioni con la PCA

L'analisi multivariata dei parametri morfometrici, ha dimostrato che è possibile discriminare la tipologia di trasporto di un sistema bacino-conoide sulla base dei parametri morfometrici. Al fine della classificazione, l'uso di un numero ridotto di variabili, consente il raggiungimento di risultati più veritieri rispetto all'impiego di un numero maggiore, quando queste sono interconnesse tra di loro.

Per i sistemi campani l'analisi delle componenti principali ha dimostrato la forte relazione esistente tra le aree e le lunghezze visualizzabile attraverso la tendenza a sovrapporsi dei

vettori che le rappresentano. Questi risultati spiegano perché l'analisi discriminante e la regressione logistica indicano che per evitare problemi di collinearità, la migliore classificazione si ottiene utilizzando solo la lunghezza del conoide e la pendenza media dell'asta principale nel bacino. I risultati raggiunti si allineano con quanto affermato anche in precedenza da altri autori (Sorriso-Valvo *et al.*, 1998; De Scally *et al.*, 2010), i quali ritengono che la classificazione più simile alla realtà utilizza un parametro del bacino ed uno del conoide.

Considerando quindi le due variabili discriminanti ed i risultati della PCA (Figura 83), la lunghezza del conoide può essere interpretata come il parametro rappresentativo del conoide e di sintesi di aree e lunghezze, mentre la pendenza dell'asta principale come il parametro rappresentativo dei bacini e di sintesi delle pendenze.

La lunghezza del conoide costituisce la variabile meglio discriminante in quanto la sua estensione riflette le caratteristiche reologiche del flusso che l'hanno messa in posto (Figura 85) e può essere interpretata come il parametro indicativo della distanza di *run out* raggiunta. Nei sistemi da *debris flow*, il carico solido molto elevato conferisce al flusso un'elevata densità, che ne inibisce la propagazione per distanze molto lunghe una volta superata la rottura di pendenza al passaggio tra il bacino ed il conoide. Di conseguenza il materiale tende a depositarsi in prossimità dell'apice, originando corpi poco allungati.

Nel caso dei flussi da *Wf*, la prevalenza dell'acqua rispetto al carico solido attribuisce al flusso la capacità di percorrere distanze maggiori, che talora possono giungere fino al corso d'acqua principale di fondovalle. I corpi di conoide che si generano in tal caso sono più lunghi e meno pendenti. Per essi il detrito si depone gradualmente lungo tutto il corpo di conoide, man mano che attraversa settori con pendenze critiche per le diverse granulometrie determinando la messa in posto di depositi costituiti da clasti decrescenti dall'apice alla zona prossimale.

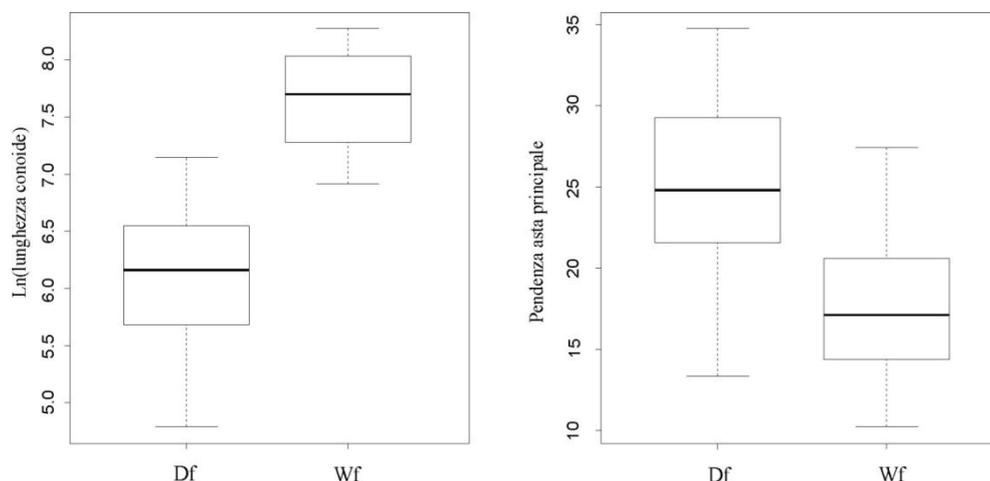


Figura 85- Statistica descrittiva della lunghezza del conoide e della pendenza dell'asta principale per ogni tipologia di trasporto.

La pendenza media dell'asta principale all'interno del bacino idrografico costituisce il secondo fattore discriminante. Essa rappresenta il mezzo di trasmissione del flusso dal bacino al conoide. Viene indicato come discriminante del processo perché flussi con caratteristiche reologiche diverse hanno bisogno di *ranges* di pendenze diversi per propagarsi. Kellerhals & Church (1990) e VanDine (1985) ritengono che i *debris flow* si trasmettono lungo aste con pendenze di almeno 15°, ma più comunemente con valori medi di 25°. Per i casi studiati

(Figura 85) le pendenze delle aste nei sistemi da *debris flow* variano da circa 15° a circa 35° con valori medi intorno a 25°; per quelli da *water flood* invece oscillano tra 15° e 20° con valori medi di circa 17°.

In letteratura, i parametri più frequentemente individuati come meglio discriminanti sono (paragrafo 2.3.9.2): l'indice di Melton, l'area del bacino, la pendenza del bacino e la pendenza del conoide. Per quanto affermato anche da altri autori (DeScally & Owens, 2004; De Scally *et al.*, 2010) l'indice di Melton, l'area del bacino e la pendenza del bacino sono strettamente dipendenti e possono essere assunti come sostituti l'uno dell'altro.

Nonostante le variabili riscontrate per i sistemi campani siano diversi è possibile affermare delle similitudini con la bibliografia. La lunghezza del conoide, ad esempio può essere intesa come un surrogato della pendenza dello stesso, infatti, a parità di dislivelli tra apice e piede, i conoidi più lunghi presenteranno pendenze minori, mentre conoidi meno lunghi presentano pendenze maggiori. La pendenza dell'asta principale, invece, come evidente nel grafico della PCA e come riportato anche da De Scally & Owens (2004) è un parametro inversamente collegato con il rilievo e con l'area del bacino, all'aumentare di quest'ultima infatti, il corso d'acqua presenterà una maggiore densità di tratti a minore pendenza insufficienti a trasportare un *debris flow*. Di conseguenza le variabili area bacino e pendenza media dell'alveo principale possono essere ritenute complementari.

3.4.9 Analisi dei clusters

Ha avuto il doppio scopo di verificare l'esistenza di relazioni tra caratteristiche morfometriche e tipologia di trasporto e di confermare le suddivisioni in gruppi effettuate solo su base geomorfologica nei paragrafi 3.1.

L'analisi è stata condotta con il *metodo di Ward e distanza euclidea* ed è stata applicata sia al campione costituito dai 46 che dai 102 individui. Le variabili utilizzate sono state le nove impiegate anche per le altre analisi, le quali precedentemente sono state standardizzate per non introdurre effetti distorsivi dovuti dalla differenza di unità di misura .

Analisi dei clusters e le relazioni con la tipologia di trasporto

L'analisi dei *clusters* ha avuto il fine di individuare i gruppi di sistemi bacino-conoide costituiti da individui con caratteristiche morfometriche simili. Nella prima fase sono stati considerati i 46 sistemi con trasporto noto, ottenendo il dendrogramma riportato nella figura 86. La figura 87 mostra i risultati della stessa analisi eseguita con il *data set* completo.

La suddivisione è stata eseguita considerando esclusivamente le caratteristiche morfometriche dei sistemi; solo in seguito alla costruzione del dendrogramma è stato effettuato un confronto con la tipologia di trasporto associata agli elementi che costituiscono ogni gruppo, notando una chiara differenziazione di tre gruppi.

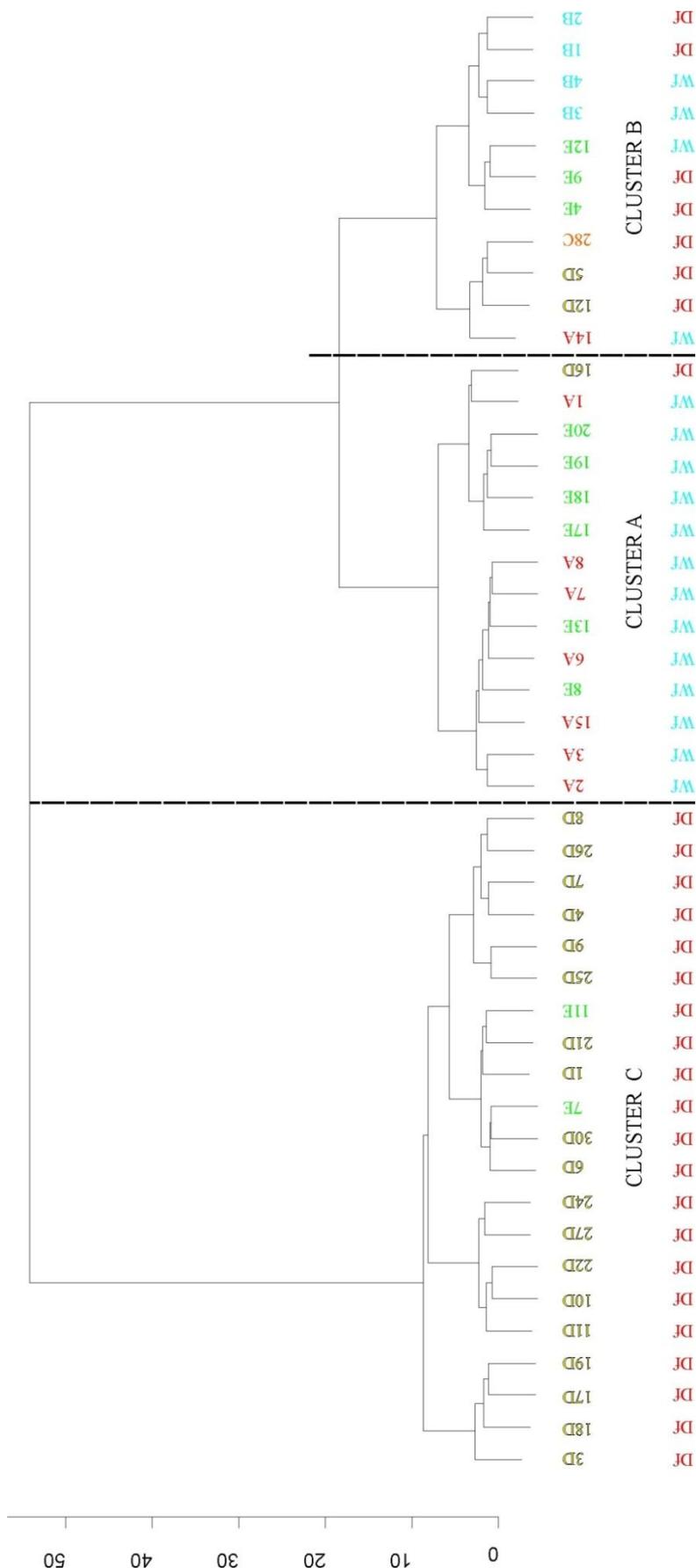


Figura 86- Dendrogramma dell'analisi dei cluster riferita ai 46 sistemi classificati in campo.

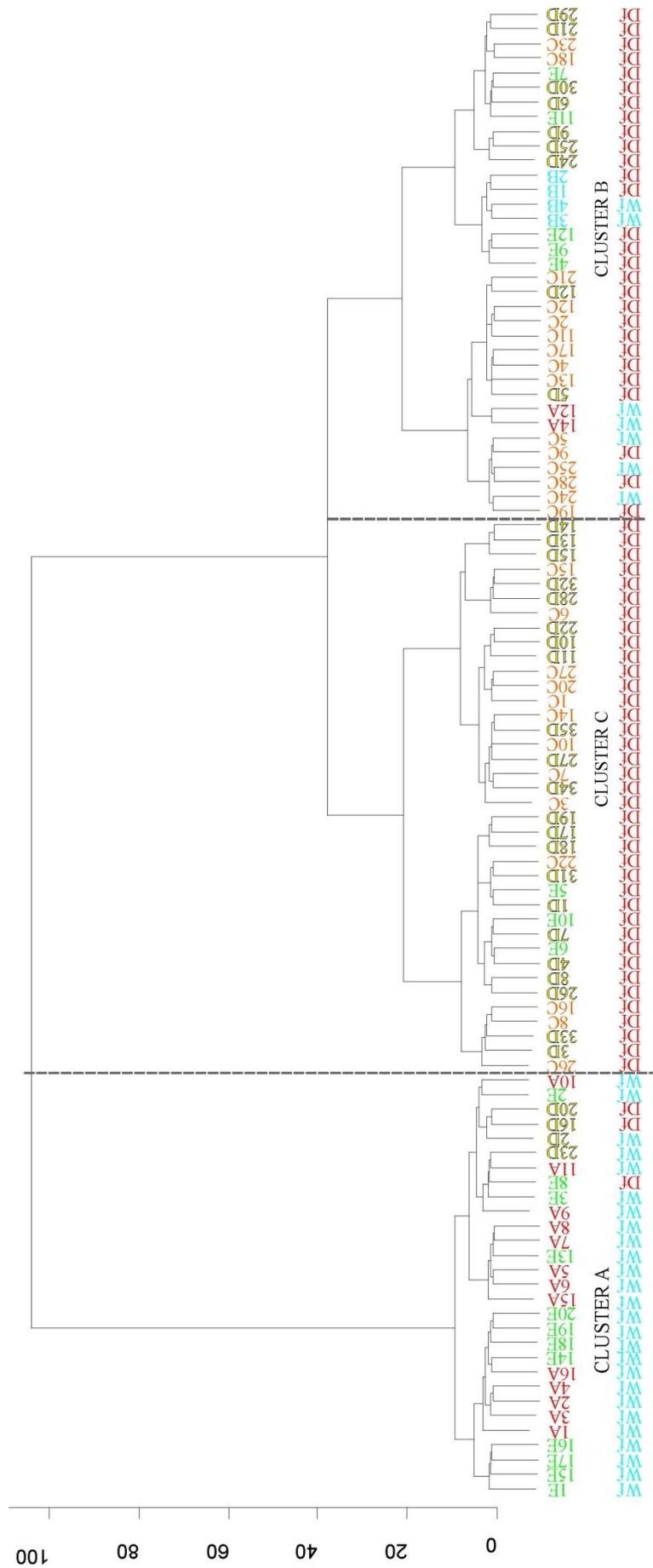


Figura 87- Dendrogramma riferito ai 102 sistemi bacino-conoide.

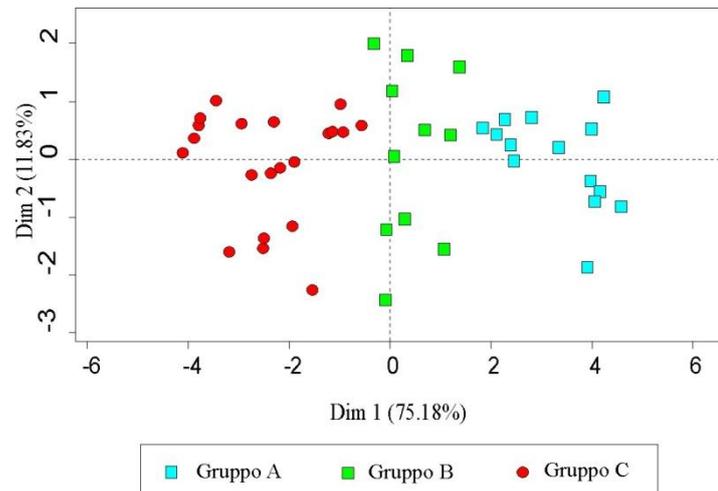


Figura 88- Proiezione dei tre cluster ricavati dall'analisi dei 46 sistemi bacino-conoide classificati in campo sul grafico della PCA.

Di questi il primo (gruppo C: Figura 88 e Figura 86) è costituito dai sistemi bacino-conoide interessati da un trasporto prevalente da *debris flow*, i quali proiettati sul grafico della PCA, risultano correlati positivamente alle pendenze e inversamente alle aree ed alle lunghezze; il secondo (gruppo A: Figura 88 e Figura 86) si compone di sistemi caratterizzati da un trasporto prevalente da *Wf*, i quali presentano delle correlazioni con le dimensioni (Figura 88); il terzo (gruppo B: Figura 88 e Figura 86) comprende entrambe le tipologie di trasporto. È interessante notare che gli elementi che ne fanno parte rappresentano quei sistemi che nelle precedenti analisi discriminati presentavano dei problemi di classificazione, confermando che presentano delle caratteristiche morfometriche intermedie tra i valori medi dei due gruppi principali A e C.

Una suddivisione simile è riscontrabile anche nel dendrogramma del il *data set* completo (Figura 87).

Analisi dei clusters e relazioni con l'analisi geomorfologica

L'analisi dei cluster può essere utilizzata come strumento di verifica delle suddivisioni che sono state effettuate sulla base delle osservazioni geomorfologiche nei paragrafi 3.1 dell'analisi geomorfologica.

Sia considerando il dendrogramma con le 46, sia con le 102 osservazioni (Figura 86, Figura 87) si nota che tutti quei sistemi bacino-conoide che nel paragrafo geomorfologico erano stati indicati come i più piccoli, più pendenti e dalle forme allungate per le aree dei monti di Caserta e Picentini presentano delle caratteristiche molto simili e vengono inseriti nello stesso *cluster* (nominato come C nella Figura 88). A questi le analisi di campo e l'analisi discriminante hanno associato una tipologia di trasporto da *debris flow*. Analizzando altri parametri non morfometrici (Tabella 23) si nota che presentano un drenaggio poco sviluppato con un *pattern* prevalentemente angolato ed ordine massimo dell'asta principale pari a uno o due.

I sistemi dell'area dei Monti del Matese e quelli dei Monti della Maddalena indicati come i più estesi e meno pendenti vengono raggruppati in un unico *cluster* (indicato come A nella Figura 88 e nella Figura 87). In tal caso, ad eccezione di alcuni la tipologia di trasporto che li

caratterizza è da *water flood*. L'ordine massimo delle aste principali è variabile tra 3 e 5, ed il *pattern* tra l'angolato/angolare ed il sub-dendritico (Tabella 23).

L'ultimo gruppo si compone di tutti quei sistemi per i quali nelle aree dei Monti del Matese, della Maddalena e Picentini si erano associati delle caratteristiche morfometriche intermedie tra due precedenti e per quelli dei Monti di Caserta a cui si era associata una estensione massima e una pendenza minima. In tal caso si rilevano tipologie di trasporto sia da *Wf* che da *Df*, e l'ordine gerarchico variabile tra circa 2 o 3.

Variabili	CLUSTERS (valori medi)		
	A	B	C
Area bacino (km²)	4.4	0.7	0.23
Area conoide (km²)	2.12	0.32	0.07
Lunghezza bacino (km)	3.54	1.41	0.87
Lunghezza conoide (km)	2.3	0.9	0.4
Lunghezza canale (km)	3.71	1.34	0.67
Pendenza bacino (°)	26.5	28.94	28.28
Pendenza conoide (°)	4.9	7.12	10.6
Pendenza canale (°)	16.41	23.70	25.52
Rilievo (km)	0.8	0.6	0.4
Indice di Melton	0.49	0.82	1.08
Densità di drenaggio	4.43	2.61	2.3
Ordine asta principale	3.38	2.35	1.49
Fattore di forma	0.30	0.34	0.26
Pattern	Sub-dendritico Angolato/angolare	Sub-dendritico/angolato	angolato
Trasporto prevalente	<i>Wf</i>	<i>Wf-Df</i>	<i>Df</i>

Tabella 23- Principali parametri morfometrici e del reticolo idrografico dei tre *clusters* evidenziati dall'analisi.

3.4.10 Relazioni tra la tipologia di trasporto, la litologia e le coperture

Le analisi statistiche sono state utilizzate anche per analizzare le relazioni intercorrenti tra la tipologia di trasporto, la litologia e la presenza di coperture piroclastiche nei bacini.

I grafici riportati in figura 89 sono costituiti dai 46 sistemi classificati in campo proiettati sul quello della PCA.

Il risultato più importante che emerge è che i fenomeni di *debris flow* si verificano prevalentemente nei bacini in cui è presente la copertura piroclastica, mentre quelli da *water flood* dove risulta assente (Figura 89c).

I bacini con substrato calcareo nella maggior parte dei casi si caratterizzano per la presenza delle coperture piroclastiche e per le pendenze elevate. Il ridotto numero di bacini calcarei non mantellati dalle piroclastiti, non consente di analizzare la relazione diretta tra il substrato calcareo e l'accadimento di fenomeni di trasporto tipo *debris flow*.

I bacini impostati su dolomie mostrano sia trasporto da *water flood*, dove le dimensioni sono maggiori e dove le coperture piroclastiche sono assenti o presentano spessori poco rilevanti, sia da *debris flow*, dove le dimensioni sono minori o dove nei depositi di conoide si rinvengono spessori di vulcaniti rimaneggiate (Figura 89b).

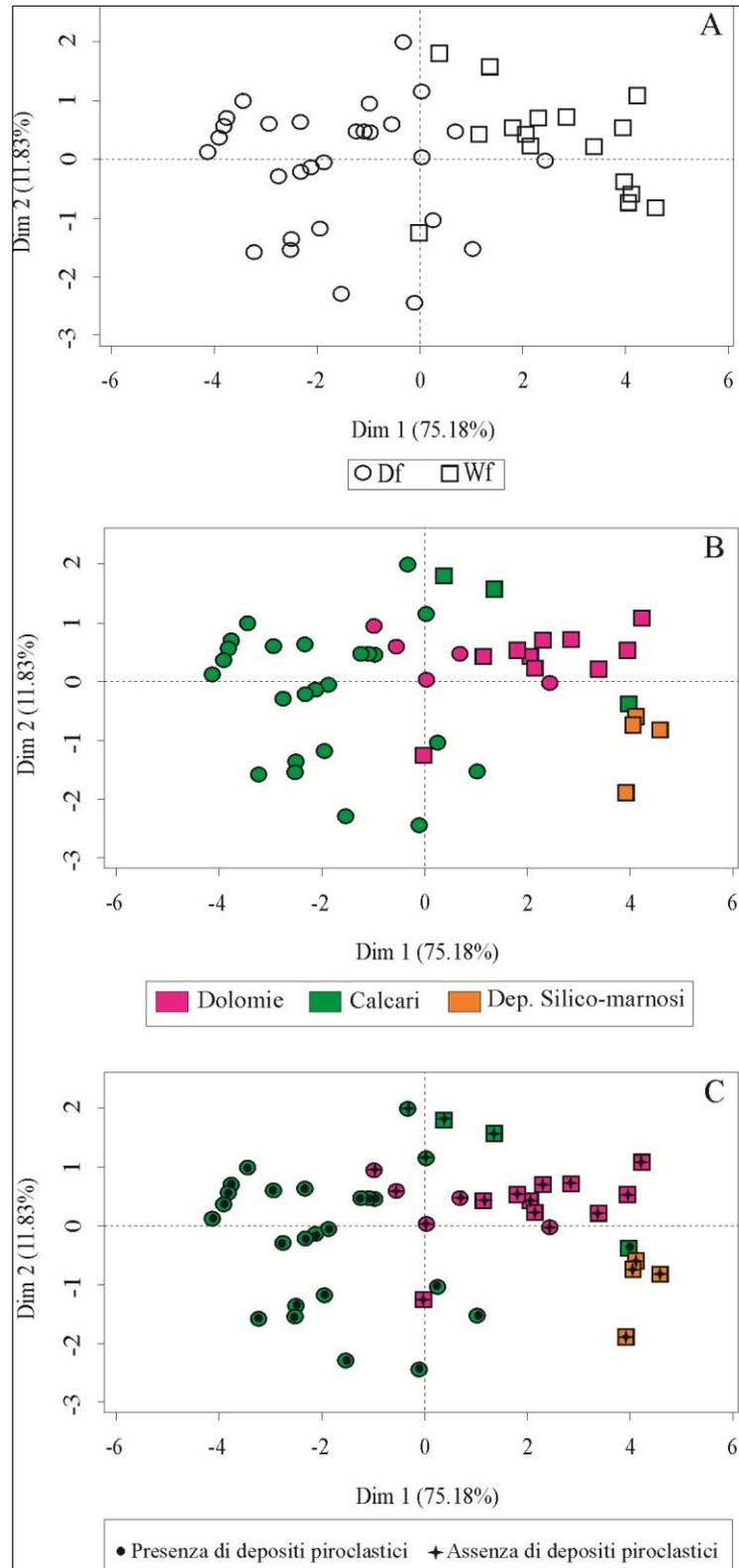


Figura 89 - Proiezione sul grafico della PCA dei 46 individui classificati in campo divisi per tipo di trasporto (a), aggiunta delle informazioni riguardanti la litologia del substrato (b), aggiunta delle informazioni riguardanti la presenza o assenza delle coperture piroclastiche (c).

In conclusione l'analisi non consente di stabilire una relazione diretta tra la litologia del bacino e la tipologia di trasporto, al contrario invece rileva uno stretto collegamento con la presenza di coperture costituite da depositi di granulometria dell'ordine del limo o delle argille come nel caso di quelle piroclastiche.

3.5 Distribuzione della suscettibilità alluvionale a scala regionale

L'analisi statistica ha fornito un mezzo indiretto per attribuire la tipologia di trasporto prevalente ad un sistema bacino-conoide, applicabile anche per altri sistemi che si trovano in un contesto geomorfologico simile a quello campano ed i cui bacini s'impongono su litologie carbonatiche. L'equazione 3.5 risulta di semplice applicazione in quanto è utilizzabile avendo a disposizione solo i valori di pendenza media dell'asta principale e di lunghezza del conoide. Ciò nonostante le percentuali di corretta classificazione (maggiori del 90%) e le verifiche sia con i dati di campo, sia con i dati ricavati dall'analisi storica consentono di verificare la validità del metodo.

L'individuazione dei sistemi bacino conoide interessate da trasporto di tipo *debris flow* risulta fondamentale ai fini della pianificazione territoriale e la messa in opera di particolari interventi di mitigazione (Aulitzky, 1980; Jackson, 1987; Kellerhals & Church, 1990; De Scally & Owens, 2004, 2010; Wilford *et al.*, 2004), in quanto questi flussi possono presentare delle portate di picco fino a 4 -5 volte maggiori (Hungry *et al.*, 2001; Wilford *et al.*, 2004), e magnitudo di alcuni ordini di grandezza superiori (Kellerhals & Church, 1990) rispetto a quelle che si sviluppano nei processi da *water flood*.

In tal senso i risultati raggiunti in questo studio possono consentire di determinare quelle aree in cui i processi alluvionali si possono manifestare con una maggiore intensità e fornire uno schema della distribuzione della suscettibilità a scala regionale.

Nel caso del territorio campano è stata evidenziata una prevalenza di sistemi bacino-conoide caratterizzati da un trasporto da *debris flow* (68% del campione analizzato). La distribuzione spaziale dei gruppi non è uniforme, ma si assiste a una predominanza del trasporto di tipo *water flood* per le aree dei Monti del Matese e della Maddalena (dal numero 13E al 20E) e di fenomeni tipo *debris flow* per i sistemi dell'area dei Monti della Maddalena che s'impongono presso il Comune di Sala Consilina e per la quasi totalità di quelli posti presso i Monti di Caserta e Picentini (Figura 90a).

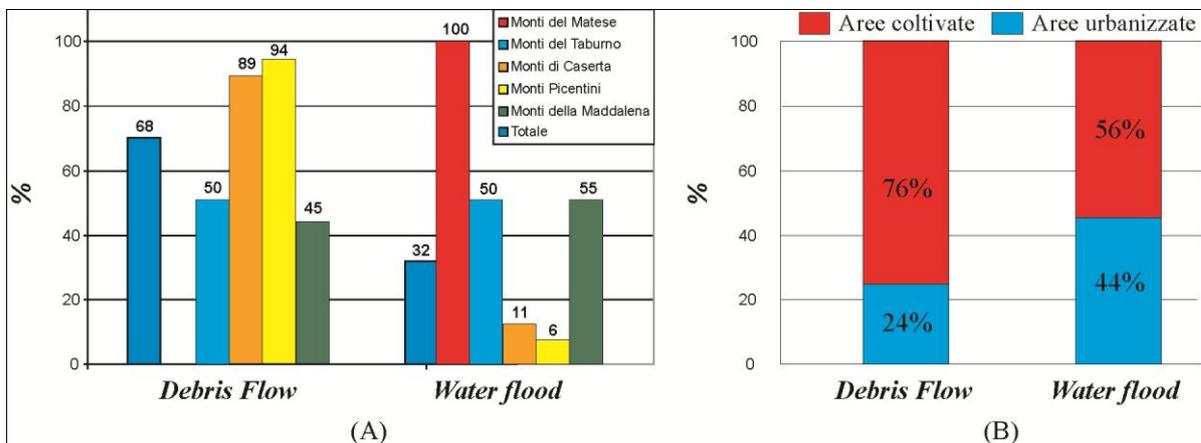


Figura 90- Nella figura a distribuzione della tipologia di trasporto per le aree analizzate. In b uso del suolo nelle fasce pedemontane per le diverse tipologie di trasporto.

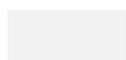
Per questi ultimi si deve considerare in aggiunta, la presenza nei bacini di spessori variabili di depositi piroclastici che come si è visto nel grafico della figura 89 sembrano favorire l'innesco di fenomeni da *debris flow*.

In chiave di analisi della distribuzione della suscettibilità a scala regionale, è possibile affermare che parte dei conoidi dei monti della Maddalena e dei Monti di Caserta e Picentini sono più suscettibili a fenomeni di elevata magnitudo rispetto a quelli delle altre aree.

Le analisi storiche in parte confermano quanto rinvenuto evidenziando ingenti danni, case abbattute e morti in occasione di tutti gli eventi da *debris flow* registrati. Nel caso, invece, di fenomeni da *water flood* si sono verificati prevalentemente allagamenti con danni non sempre irreversibili, anche se non mancano documentazioni di eventi caratterizzati da vittime per annegamento.

Considerando l'uso del suolo che è fatto delle fasce pedemontane analizzate, è importante notare che sono completamente sfruttate da parte dell'uomo e che conoidi caratterizzati da *debris flow* presentano una maggiore percentuale di territorio occupata da centri urbani o strutture antropiche (Figura 90b). In tal caso la maggior intensità dei processi unita ad una maggiore percentuale di beni esposti indurrebbe livelli più alti di rischio. Tali definizioni avrebbero comunque bisogno di analisi di maggiore dettaglio condotte alla scala del singolo conoide e che valutino i volumi mobilizzabili nei bacini, l'altezza delle piogge attese, l'entità dell'incisione degli alvei ed il censimento di tutte le strutture e degli abitanti presenti sul territorio.

CAPITOLO 4
Sala Consilina: proposta di un di caso studio



4.1 Introduzione

La metodologia esposta precedentemente individua i sistemi bacino-conoide che presentano una maggiore probabilità di essere soggetti a fenomeni da *debris flow*, senza però consentire una zonazione delle aree a diversa suscettibilità all'invasione da parte dei flussi all'interno dello stesso corpo di conoide.

In letteratura a differenza di altre tipologie di pericolosità naturali come frane (Leone *et al.*, 1996; Fell & Hartford, 1997; Aleotti & Chowdhury, 1999; Castelli *et al.*, 2002; Lee & Jones, 2004; Cascini *et al.*, 2005) e le alluvioni dei corsi d'acqua delle pianure alluvionali (Canuti & Casagli, 1996; Van Westen, 2000; Guzzetti *et al.*, 2005) sono diffusi pochi metodi che permettono tale differenziazione, la maggior parte dei quali si basano sulla modellizzazione dei flussi (Huggel *et al.*, 2003; Gruber *et al.*, 2008; Stolz & Huggel, 2008; Scheidl & Rickenmann, 2010).

In questa sede si vuole proporre un metodo di zonazione della suscettibilità alluvionale nel conoide basato su criteri geomorfologici ed in particolare sull'analisi della distribuzione di alcuni fattori predisponenti ed indicativi della dinamica delle alluvioni passate.

Esso inoltre vuole analizzare le condizioni delle superfici di conoide che si caratterizzano perché molto antropizzate e per le quali quindi le acque non seguono più le naturali vie di deflusso, ma sono fortemente condizionate dalla presenza di costruzioni, strade o opere dirette in alveo.

Per testare il metodo sono state scelte i conoidi sui quali si estende l'abitato di Sala Consilina.

4.2 Caratterizzazione dei sistemi bacino-conoide di Sala Consilina

I sistemi bacino-conoide del Comune di Sala Consilina rappresentano dei bacini suscettibili a fenomeni di trasporto tipo *debris flow*, per i quali sono stati rinvenuti numerosi episodi storici che ne testimoniano l'attività e permettono la ricostruzione delle aree invase dai flussi.

Il rilevamento dei bacini idrografici ha evidenziato che al loro interno sono attivi frequenti processi di erosione ed accumulo delle coperture negli alvei, i quali quindi, in occasione di una pioggia particolarmente intensa, possono essere presi in carico e dar luogo ad un evento tipo *alluvial fan flooding* (*sensu* NRC, 1996).

I processi di erosione più diffusi nel bacino sono legati sia alla gravità che all'azione delle acque incanalate, i primi sono costituiti prevalentemente in frane da crollo e colate detritiche, che tendono a deporsi nei settori più prossimi alle zone apicali dei conoidi. I secondi sono costituiti dai corsi d'acqua in approfondimento che erodono sia il substrato che i depositi alluvionali.

La figura 91a, riporta un esempio di cumulo di colata detritica che si rinviene nei bacini analizzati. Questi corpi si depongono lateralmente al corso d'acqua principale e sono costituiti da clasti angolari eterometrici, di natura carbonatica, talora immersi in una matrice anch'essa carbonatica.

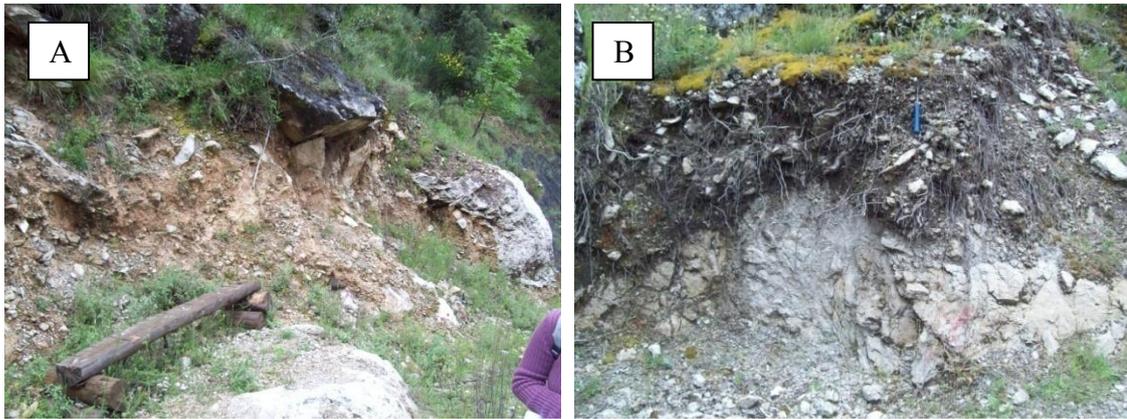


Figura 91- In a) deposito da colata detritica. In b) Substrato ricoperto da suolo e colluvioni.

Il substrato è costituito da dolomie molto fratturate del Triassico, sulle quali poggia uno spessore variabile da pochi centimetri ad un massimo 40-50 cm di suolo e colluvioni (Figura 91b).

La maggior parte del detrito di copertura si localizza in corrispondenza degli alvei, concavità morfologiche, cumuli di frana, coni e talus detritici e risulta essere costituita da:

1. Spessori variabili da 2 a 3 m di cumuli di frana da colata detritica, poggianti sul substrato dolomitico. Il deposito è composto da clasti delle dimensioni da pochi centimetri ad alcune decine di centimetri di natura carbonatica, spigolosi talora immersi in una matrice carbonatica o terrosa, e con *facies* molto caotica. Tali depositi si presentano da poco a mediamente cementati. Si rinvencono all'interfaccia tra il fondovalle dell'asta principale ed i versanti, o collocati nelle parti basse dei bacini di primo ordine, talora possono giungere nell'alveo del corso d'acqua principale.
2. Cumuli da crollo, costituiti da clasti sciolti di dimensioni decimetrici, che spesso giungono in alveo.
3. Spessori di 1.5-2 m di depositi alluvionali, costituiti da clasti carbonatici dalle dimensioni variabili da pochi cm fino a 60-70 cm, talora organizzati in livelli, talora molto caotici. Si rinvencono negli alvei fluviali, e sono sciolti se costituiscono alluvioni attuali, o mediamente cementati se costituiscono depositi più antichi e sospesi.
4. Spessori variabili fino ad 1 m di colluvioni, costituite da clasti carbonatici di pochi centimetri, immersi in una matrice terrosa, molto spesso inglobano resti di manufatti antropici.

Considerando l'uso del suolo ed il contesto geomorfologico, è possibile riconoscere cinque unità geomorfologiche (Figura 92) utili ai fini della caratterizzazione del detrito che potenzialmente può essere prodotto ed eroso all'interno dei bacini di studio.

La prima unità geomorfologica è costituita dalle aree in cui affiora il substrato dolomitico, in corrispondenza di pareti rocciose suscettibili ai fenomeni di crolli.

La seconda come la prima presenta le dolomie sub-affioranti e costituisce i settori di spartiacque nei quali non sono stati rilevati depositi di copertura suscettibili a rimobilitazione.

L'unità geomorfologica tre è composta dai versanti regolari con esposizione a Nord ricoperti da una vegetazione arbustiva e caratterizzati dalla presenza di suoli e coperture dallo spessore variabile tra 50-100 cm.

L'unità geomorfologica quattro si compone dei restanti settori di versanti i quali mostrano andamenti più irregolari, sono ricoperti da cespuglietti, arbusteti e presentano depositi colluviali, cumuli di frana e coni detritici. L'unità geomorfologica cinque, infine, rappresenta le aste torrentizie che si caratterizzano per depositi alluvionali al fondo e processi di incisione attivi.

Ognuna di queste unità presenta caratteri differenti nei confronti dell'erosione e della produzione del detrito, in particolare quelle maggiormente produttive risultano essere le unità quattro e cinque.

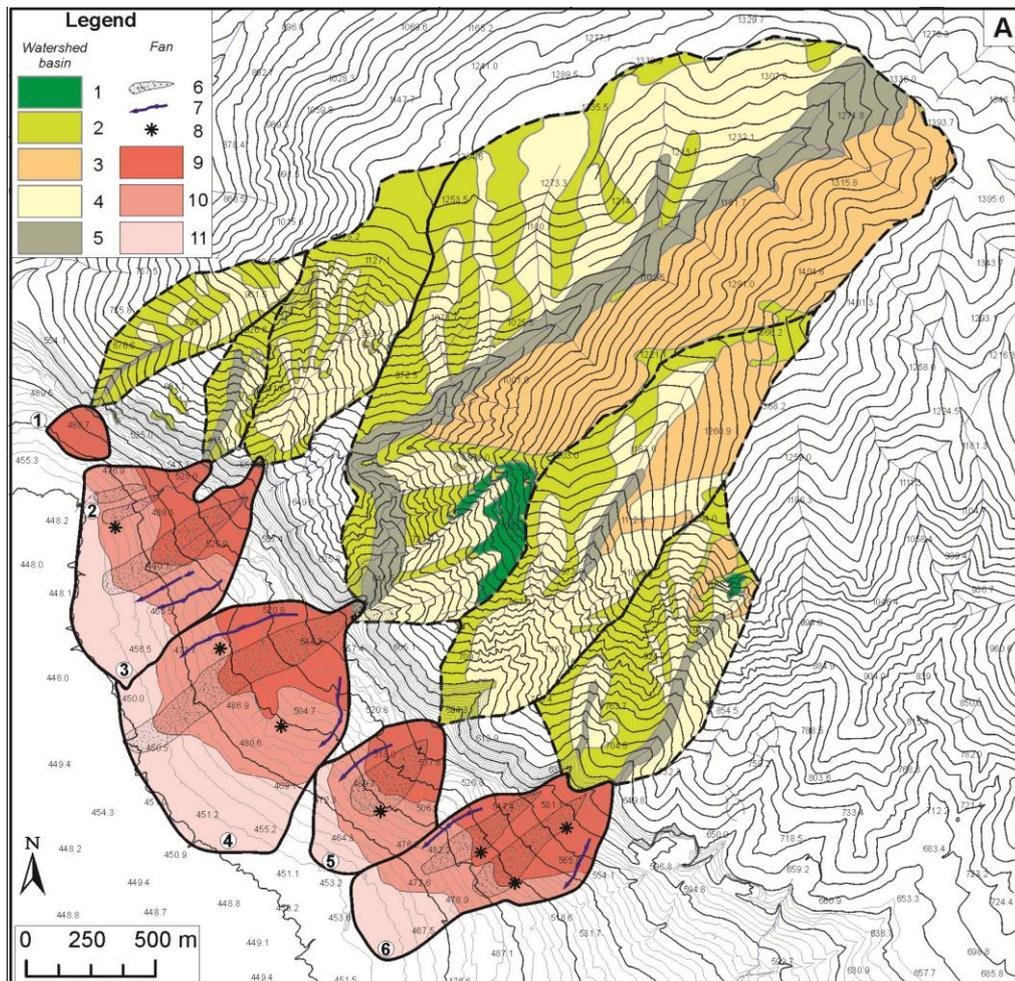


Figura 92-Schema geologico-geomorfologico dei sistemi bacino-conoide di Sala Consilina. Per i bacini idrografici si distinguono: 1) pareti rocciose; 2) Versanti privi di vegetazione e coperture; 3) versanti regolari e molto pendenti con copertura boschiva e presenta di suoli e coperture; 4) versanti irregolari con cespuglietti; 5) corsi d'acqua alluvionati, a carattere torrentizio. Per il conoide alluvionale: 6) lobo deposizionale; 7) zone concave; 8) principali affioramenti utilizzati per la definizione della tipologia di trasporto prevalente; 9) settori con pendenza maggiore di 12° ; 10) settore con pendenza compresa tra 12° e 6° , settore con pendenza inferiore a 6° .

4.3 Proposta di un metodo per la definizione dei livelli di suscettibilità

Il metodo applicato in questo studio si basa sull'analisi di alcuni fattori predisponenti che possono favorire l'incremento della suscettibilità i quali consistono in: fattori morfologici, fattori antropici, aree danneggiate negli eventi passati. Il principio fondamentale su cui si basa è quello dell'attualismo, ovvero che le porzioni del conoide che hanno una più elevata probabilità di riattarsi in futuro sono le stesse in cui sono stati registrati degli eventi in

passato. Risulta applicabile in aree molto antropizzate e per le quali i tracciati delle acque sono completamente modificati dall'uomo.

Fattori morfologici

Per l'analisi della morfologia del conoide è stato ricostruito un *DTM* di dettaglio (2 m per pixel) da curve di livello in scala 1:2.000 dal quale è stata ricavata la carta delle pendenze. L'analisi comparata della carta della pendenza e di quella topografica ha evidenziato la presenza di numerosi lobi deposizionali con attività documentata in epoca storica (Figura 92). Ogni conoide può essere suddiviso in fasce a diversa pendenza media. In particolare, le aree apicali ed i lobi sono caratterizzati da pendenze molto elevate, generalmente maggiori di 12° , le zone mediane da valori compresi tra 6° e 12° e quelle distali da valori inferiori a 6° .

Fattori antropici

È stata eseguita una campagna di rilevamento dello stato degli alvei, i cui risultati sono sintetizzati nella carta in figura 93. Nelle aree altamente antropizzate come il caso dei conoidi analizzati, le opere in alveo e la presenza di strade possono condizionare il deflusso ed indurre condizioni particolarmente diverse rispetto a quelle naturali.

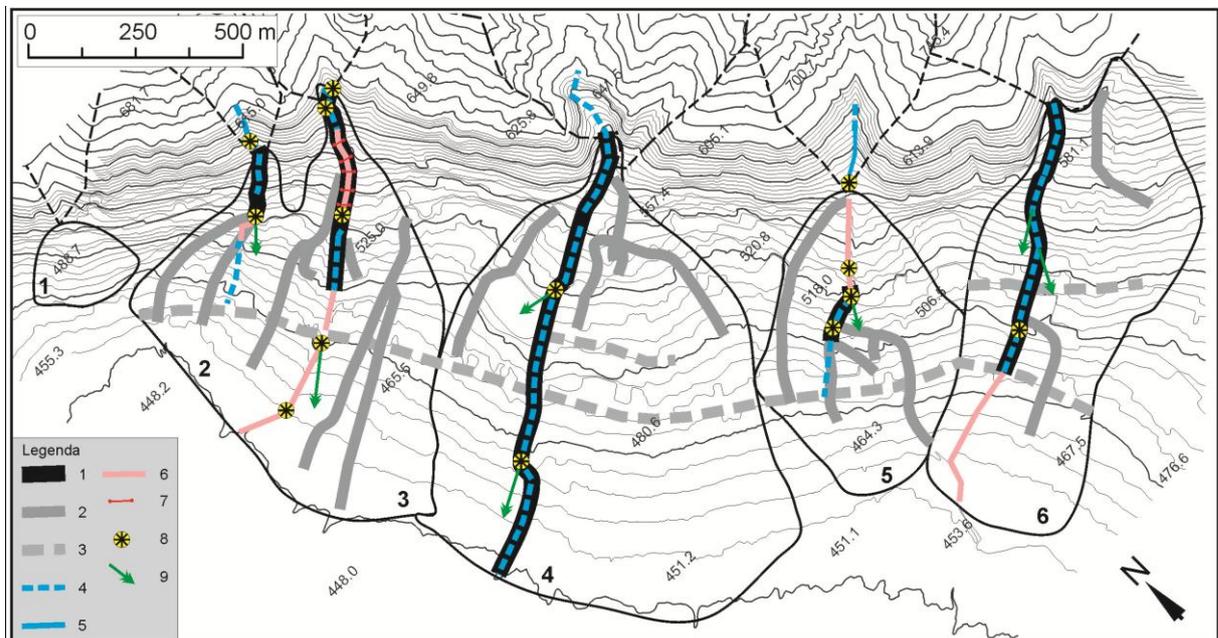


Figura 93- Carta delle opere in alveo e delle strade che possono influenzare i flussi. 1) strada principale parallela al flusso; 2) strada secondaria parallela al flusso 3) strada trasversale; 4) alveo tombato con strada; 5) alveo naturale; 6) alveo cementato; 7) briglia; 8) restringimento della sezione dell'alveo; 9) brusca variazione della direzione.

Come si nota dalla carta nessun alveo si trova in condizioni naturali, nella maggior parte della sua lunghezza risulta tombato e ricoperto da strade che possono incanalare i flussi che non convergono nelle tombature (Figura 93, Figura 94a e b).

Dove non tombati, appaiono cementati, con una sezione non sempre sufficientemente ampia da riuscire a contenere i flussi, in molte circostanze risultano peraltro, colmati da spazzatura e vegetazione.

In alcuni tratti limitati sono state rinvenute briglie (Figura 94c), in altri, si nota una brusca variazione del tracciato a causa della costruzione di strutture antropiche.

Nella carta sono evidenziate anche le strade che possono incanalare i flussi, queste spesso si posizionano al centro di vecchi lobi abbandonati che possono potenzialmente diventare delle vie di deflusso preferenziali nel caso in cui dovesse verificarsi un'alluvione. Talora, come si nota nella figura 94 i palazzi fungono da fianco degli alvei.



Figura 94-Sistemazione attuale degli alvei presso Sala Consilina.

Analisi dei danni storici

Come già indicato nel paragrafo 3.2.4, l'abitato di Sala Consilina è stato più volte interessato da eventi alluvionali durante tutto l'800 e gli inizi del '900.

L'identificazione delle aree in cui in passato sono stati prodotti danni può fornire delle informazioni su dove attendere dei problemi in futuro, per quanto discusso nel paragrafo precedente, questi alvei sono fissi e non hanno la possibilità di migrare lateralmente come invece accade per i canali che alimentano conoidi in condizioni naturali.

La carta dei danni è stata ricostruita tenendo presente le informazioni ricavate dai documenti storici (Figura 95). La maggior parte dei danni si sono verificati nelle zone apicali, dove peraltro si riscontrano le fasce di maggiore pendenza. Questa configurazione si attribuisce all'accadimento dei *debris flow* che essendo dotati di scarsa mobilità si depongono nelle zone apicali conferendo dei profili più pendenti.

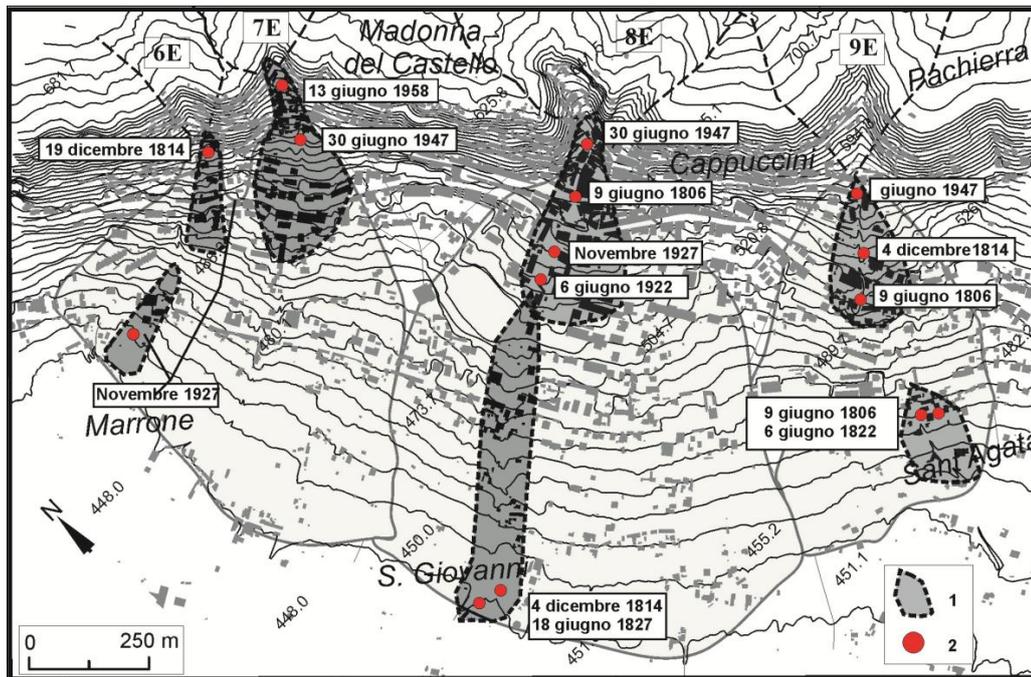


Figura 95- Carta dei danni storici. Legenda: 1) aree danneggiate, 2) ubicazione dei danni.

4.2 Carta della suscettibilità all'alluvionamento

La zonazione della suscettibilità all'alluvionamento è stata effettuata attraverso l'*overlay* dei tematismi illustrati nei paragrafi precedenti. L'attribuzione delle classi di suscettibilità è sintetizzata all'interno della matrice riportata nella figura 96 che si basa sull'assunto che, dove sono presenti più fattori predisponenti, la suscettibilità è più elevata.

Il primo valore che è attribuito è relativo alla pendenza media dell'area analizzata (una delle colonne della tabella) che viene divisa in tre classi (minore di 6°, tra 6° e 12° e maggiore di 12°) in base alle caratteristiche delle fascia pedemontana in oggetto. In seguito si considera il numero degli altri fattori predisponenti (lobi deposizionali, danni storici e opere antropiche o strade) che coesistono nel settore analizzato, a seconda del quale si entra all'interno di una delle righe della stessa matrice. Dall'incrocio tra la colonna e la riga scelta viene definita la classe di suscettibilità per quella determinata area. Le classi totali risultano quattro, ognuna delle quali può essere ritenuta indicativa di differenti caratteristiche e quantitativi del materiale solido trasportato dal flusso.

La classe molto alta è attribuita a quelle aree con pendenza maggiore di 6° e con coesistenza di due o tre fattori. Si localizzano nelle zone apicali o ai bordi all'alveo principale dove nel tempo sono stati registrati i maggiori danni e si è verificato l'accumulo del materiale trasportato dai *debris flow*. Il materiale detritico trasportato può comprendere blocchi di dimensioni fino ad un metro di diametro, alberi e grandi quantità di detrito che può causare danni alle abitazioni. In questi settori la maggior parte degli alvei risultano tombati e trasformati in alvei strada.

La classe ad alta suscettibilità viene attribuita a quelle aree dove il flusso può facilmente giungere una volta uscito dagli argini o in cui può essere diretto per la presenza di strade o opere che comportano la deviazione dei flussi. Anche in questo caso si posizionano nelle aree

apicali dei conoidi ed il detrito è costituito da ghiaie e blocchi di dimensioni massime di 0.5 m.

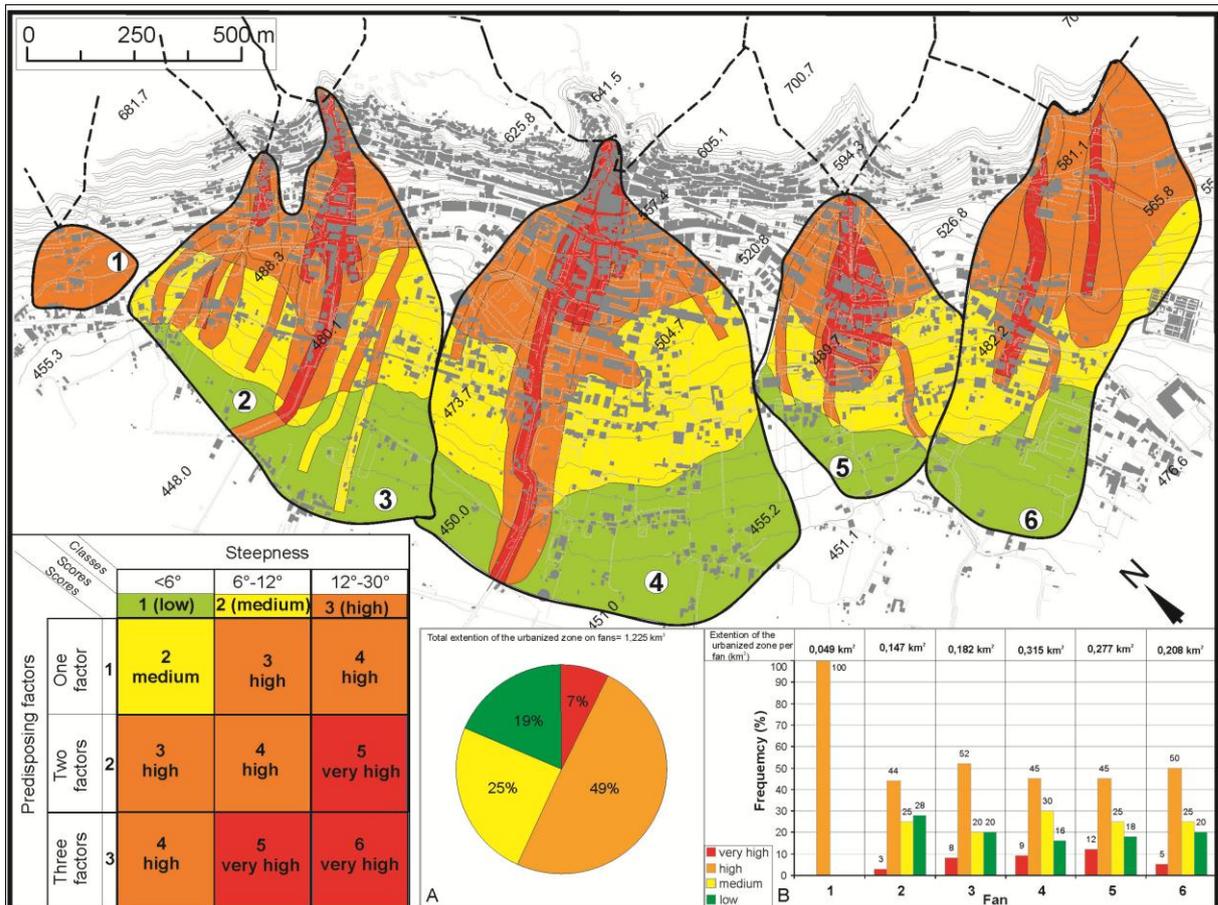


Figura 96- Carta della suscettibilità alluvionale per il Comune di Sala Consilina. Nel grafico A è riportata la percentuale dell'urbanizzato che ricade all'interno di ogni fascia di suscettibilità ed in B la stessa suddivisione è effettuata per ogni singolo conoide .

La classe a suscettibilità media si rinviene nelle zone mediane dei conoidi e costituisce delle aree in cui i flussi possono giungere quando hanno già abbandonato la maggior parte del carico solido trasportato. Sono soggette prevalentemente ad allagamenti.

La classe di suscettibilità bassa si rinviene nelle aree distali a bassa pendenza, dove i flussi sono costituiti prevalentemente da acqua con un tirante di pochi centimetri.

4.3 Discussione della distribuzione della suscettibilità nel Comune di Sala Consilina

Il metodo appena illustrato fornisce un'analisi qualitativa e basata su criteri geomorfologici, che costituisce un primo passo per la zonazione della suscettibilità potenziale all'interno di conoidi attivi ed antropizzati, per i quali gli effetti di un'eventuale alluvione risultano differenti rispetto a quelli che si trovano in condizioni naturali.

Come si nota dalla figura 96 e dai grafici in essa riportati, la maggior parte dell'antropizzato (circa il 50%) è posto nelle zone apicali ed all'interno delle fascia a suscettibilità alta. La differenziazione nelle varie fasce risulta essere molto simile in tutti i corpi di conoide analizzati.

La gradazione della suscettibilità è fortemente condizionata dal processo di trasporto che predomina in ogni fascia. Infatti, dove risulta molto alta ed alta, il materiale è soggetto a processi tipo *debris flow*, dove è media o bassa, a processi tipo *water flood* per i quali il carico solido tende via via a decrescere.

La presenza dell'antropizzato all'interno delle aree a maggiore suscettibilità induce a riflettere sugli alti valori di rischio che conseguentemente sono indotti in queste aree e al pericolo a cui sarebbe esposta la popolazione nel caso in cui questi sistemi dovessero riattivarsi.

CONCLUSIONI

In questa tesi è stato condotto uno studio per l'individuazione di quei sistemi bacino-conoide suscettibili a fenomeni tipo *debris flow*, i quali come noto in bibliografia, sono maggiormente distruttivi a causa dei grandi quantitativi di carichi solidi che riescono a trasportare.

L'analisi ha interessato 102 sistemi bacino-conoide situati ai bordi dei principali rilievi montuosi della Campania e pertanto, ha fornito un quadro di sintesi a scala regionale delle aree più suscettibili al dissesto.

Nonostante l'attivazione di queste conoidi sia testimoniata da eventi storici recenti, non esistono pubblicazioni finalizzate a definirne la suscettibilità/pericolosità e la maggior parte delle Autorità di Bacino Campane, allo stato attuale, non ha considerato la problematica con studi di settore. A seguito dell'emanazione della legge 267/1998 che nell'articolo 1 demanda alle Autorità di Bacino l'adozione di piani stralcio di bacino per l'assetto idrogeologico (PAI), quelle campane hanno pubblicato i rispettivi PAI tra il 2000 ed il 2001. In questi, ad eccezione di quelli elaborati dall'Autorità di bacino Nord-Occidentale (di competenza dell'area dei Monti di Caserta), non sono riconosciute nelle fasce pedemontane aree pericolose per fenomeni alluvionali legati all'attività dei sistemi-bacino-conoide. L'autorità di Bacino Liri Garigliano-Volturno (di competenza dell'area dei Monti del Matese, del Taburno e Picentini), ad esempio, delimita i settori di conoide di seconda generazione attribuendo loro una pericolosità da invasione da parte di frane; quella dell'Interregionale Sele (di competenza per i Monti della Maddalena) non riconosce nei settori di fascia pedemontana in cui sono presenti i conoidi, alcun tipo di pericolosità. Negli ultimi anni gli stessi Enti stanno eseguendo l'aggiornamento dei piani di bacino con una maggiore attenzione rivolta ai processi torrentizi, ma ad oggi ancora nessun risultato è stato reso noto. Questo studio vuole apportare quindi un primo contributo verso la definizione della pericolosità nei conoidi campani.

L'analisi è stata condotta con l'obiettivo di fornire uno strumento indiretto per la definizione della tipologia di trasporto attesa in un sistema bacino-conoide. In particolare è stata ricavata un'equazione di semplice utilizzo, nella quale sono sintetizzate tutta una serie di osservazioni derivate da uno studio più complesso condotto mediante tecniche di analisi differenti come il rilevamento in campo delle *facies*, l'analisi geomorfologica su carte topografiche e foto aeree, le elaborazioni in ambiente GIS dei parametri morfometrici ed il loro trattamento tramite tecniche di statistica multivariata.

L'equazione presenta forma pari a :

$$F_{(x)} = -144.74 - 0.34 * Ipc + 14.24 * Lf$$

In cui Ipc è la pendenza media del canale principale e Lf è la lunghezza del conoide, a seconda del valore assunto se positivo o negativo verrà attribuito un trasporto prevalente da *water flood* o *debris flow*. A seguito dell'applicazione a tutto il *data base*, è stata eseguita una verifica dell'esattezza dei risultati attraverso il confronto con i dati delle analisi di campo e delle alluvioni storiche, riuscendo a riscontrare una buona corrispondenza.

I risultati ottenuti confermano l'ipotesi, ritenuta valida anche per sistemi posti in altri contesti morfoclimatici, che le variabili morfometriche influenzano la tipologia di trasporto prevalente con cui i flussi si sviluppano in un dato sistema bacino-conoide.

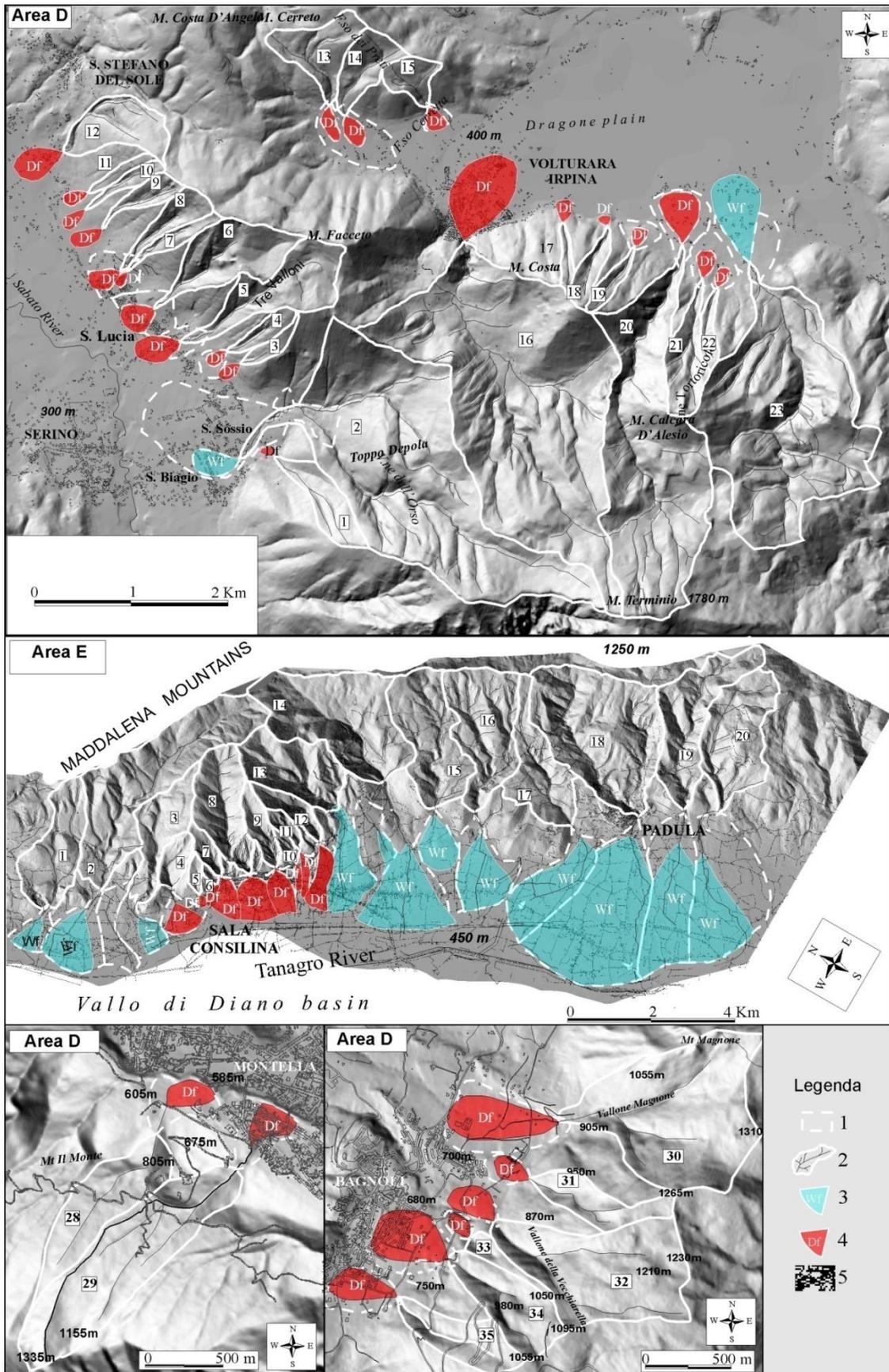


Figura 98- Carta della distribuzione delle tipologie di trasporto per le fasce pedemontane analizzate. Legenda: 1) conoido inciso; 2) bacino idrografico; 3) settore di conoido non inciso e soggetto da fenomeni di trasporto tipo *water flood*; settore di conoido non inciso e soggetto da fenomeni di trasporto tipo *debris flow*; 5) urbanizzato.

Quelli più piccoli e pendenti, infatti, generano più facilmente processi da *debris flow* in quanto le maggiori pendenze facilitano la produzione di detrito ed il trasporto verso valle. Il carico solido pertanto giunge direttamente in alveo, dove si depone su pendenze sufficienti ad essere rimobilizzato in occasione delle piogge più intense. Nel caso, invece, di bacini più grandi e meno pendenti la presenza di un drenaggio più sviluppato e le maggiori estensioni, facilitano l'immagazzinamento di grandi quantitativi di detrito, i quali, più difficilmente sono rimossi a causa delle pendenze più basse dell'asta principale.

Analizzando la distribuzione della tipologia di trasporto attesa per i sistemi bacino-conoide studiati (Figura 97 e Figura 98), si nota una prevalenza di trasporto da *water flood* per le aree dei Monti del Matese e parte dei monti della Maddalena e di *debris flow* per le aree dei monti di Caserta e Picentini.

Le differenze principali tra le varie aree consistono nelle caratteristiche morfometriche e nella presenza delle coperture piroclastiche per la maggior parte dei sistemi con trasporto da *debris flow*. Queste infatti, si compongono di depositi cineritici dalla granulometrica molto sottile (argille e limi), i quali presentano una bassa permeabilità, a causa della quale, in occasione di piogge molto intense, giungono facilmente a saturazione ed al conseguente collasso.

Per le aree dei Monti di Caserta e Picentini quindi oltre alle condizioni morfometriche che favoriscono fenomeni da *debris flow*, si aggiungono fattori geologici locali che incrementano i livelli di suscettibilità.

In letteratura è stato ampiamente analizzato l'*indice di Melton* per la definizione speditiva della tipologia di trasporto; in questa tesi è stato dimostrato che per i conoidi campani l'uso di questo parametro non sempre consente una corretta classificazione. In particolare se presenta un valore maggiore di 0.80 si ottiene una classificazione corretta da *debris flow*, se minore di 0.35 una classificazione corretta da *water flood*, per valori intermedi si verifica invece la compresenza di entrambe le tipologie.

La maggior parte dei sistemi bacino-conoide analizzati non ha mostrato una particolare attività dagli ultimi 50-60 anni. Questo momento di stasi è stato attribuito alle sistemazioni idrauliche attuate sia nei bacini, sia negli alvei, o ai cambiamenti di uso del suolo nel bacino, ma la causa principale sembrerebbe da riferire a fattori climatici.

Infatti, gli eventi alluvionali storici più importanti si sono verificati durante l'800, quando diversi ricercatori (Diodato, 2007; Ortolani & Pagliuca, 2007) riconoscono l'accadimento delle fasi umide della Piccola età glaciale (1798–1919) durante le quali sarebbero stati attivi i processi di produzione e trasporto del detrito all'interno dei bacini. Dal 1920 fino al 2002, si sarebbero impostate invece delle condizioni climatiche più secche (Diodato, 2007) che avrebbero determinato l'inizio di un periodo di stasi nella dinamica dei sistemi analizzati.

Se però si considera che negli ultimi anni sono documentate numerose alluvioni per tutta l'area del Mediterraneo (Norbiato *et al.*, 2007; Norbiato *et al.*, 2008; Norbiato *et al.*, 2009; De Waele *et al.*, 2010), causate da mutazioni climatiche verso scenari simil-tropicali (IPCC, 2007), si capisce che questi sistemi potrebbero riattivarsi com'è avvenuto nel recente passato. In tal caso determinerebbero danni molto maggiori di quelli rilevati in precedenza perché negli ultimi decenni il grado di antropizzazione è aumentato in maniera rilevante, con una forte espansione dei centri urbani all'interno dei settori in cui sono state registrate le ultime deposizioni.

Nell'ultima fase è stato attuato un tentativo di zonazione della suscettibilità alluvionale all'interno di uno stesso corpo di conoide, basato su un metodo geomorfologico che tiene conto delle caratteristiche morfologiche, delle aree in cui le passate alluvioni hanno prodotto danni e delle modifiche antropiche in alveo e sulla superficie del conoide. Esso risulta particolarmente adatto per l'analisi di corpi completamente antropizzati dove il corso d'acqua, a differenza dei conoidi naturali, è fissato e presenta una traiettoria che può essere condizionata dall'alto grado di urbanizzazione.

La metodologia ha evidenziato che in un conoide con caratteristiche simili a quello di Sala Consilina, per il quale la deposizione si verifica per processi da *debris flow*, la suscettibilità è più elevata nelle aree apicali o laterali al corso d'acqua. L'analisi ha rilevato che sono molto frequenti i casi in cui le strade, poste in prossimità degli alvei, deviano i flussi fungendo da linee di deflusso preferenziale, o in cui il cattivo stato degli alvei genera l'insorgere di punti critici.

La zonazione della suscettibilità ottenuta corrisponde, infine, con la zonazione del meccanismo di trasporto, il quale è da *debris flow* nelle aree apicale e da *water flood* in quelle distali.

APPENDICE

Data Base

Data base dei parametri morfometrici riferiti ai 102 sistemi bacino-conoide analizzati

		Ab (km ²)	Lb (km)	Ib (°)	Rb (km)	R	Lc (km)	Ipc (°)	Af (km ²)	Lf (km)	If (°)	Wf	D	Ordine <i>Straler, 1957</i>
Monti del Matese	1A	11,9	4,7	27	1,0	0,28	6,0	25	5,6	3,5	5	0,5	4,6	4
	2A	3,5	3,0	29	0,8	0,45	3,7	16	4,0	3,0	6	0,4	4,7	3
	3A	2,9	4,4	28	1,0	0,60	4,9	15	2,7	2,6	5	0,2	5,3	3
	4A	2,2	3,1	31	0,9	0,60	3,6	22	1,8	2,4	6	0,2	4,9	3
	5A	1,8	3,1	31	1,0	0,73	3,7	18	1,4	2,1	6	0,2	5,6	3
	6A	1,6	2,9	32	0,9	0,69	2,6	18	1,2	2,2	6	0,2	6,6	3
	7A	5,4	3,9	28	0,8	0,33	3,9	18	4,5	2,7	6	0,4	5,2	2
	8A	3,1	3,3	31	0,8	0,45	4,4	18	3,0	2,5	6	0,3	4,8	3
	9A	17,4	7,8	25	1,0	0,23	1,1	12	0,9	1,4	5	0,3	5,5	3
	10A	1,2	2,5	33	0,8	0,72	2,5	19	1,0	2,3	6	0,2	6,6	4
	11A	2,4	2,4	23	0,8	0,53	2,0	19	0,9	1,8	6	0,4	3,5	3
	12A	0,3	0,8	26	0,4	0,84	0,8	21	0,5	2,3	6	0,4	2,1	2
	13A	3,6	3,6	24	0,8	0,45	4,1	14	1,2	2,9	7	0,3	2,8	3
	14A	0,4	0,9	27	0,4	0,71	0,8	25	1,4	3,4	6	0,4	6,3	2
	15A	1,8	1,9	29	0,8	0,61	1,5	21	3,5	3,9	7	0,5	3,4	3
M. Taburno	1B	0,7	1,6	34	0,9	1,1	1,6	34	0,4	1	9	0,3	5,7	3
	2B	0,4	1,5	34	0,9	1,4	1,6	31	0,3	1,3	5	0,2	4,6	2
	3B	0,8	1,6	37	0,8	0,9	1,8	27	0,7	1,4	7	0,3	3,6	3
	4B	1,4	1,8	34	1	0,8	1,9	26	1,2	1,6	7	0,4	3,9	3
Monti di Caserta	1C	0,1	0,4	25	0,4	1,0	0,4	26	0,5	0,3	9	0,2	4,1	1
	2C	1,1	1,7	22	0,5	0,4	1,2	19	0,2	0,8	6	0,6	1	3
	3C	0,3	0,6	22	0,3	0,5	0,4	29	0,4	0,6	7	0,8	4,2	1
	4C	0,5	1,1	25	0,4	0,6	1,1	25	0,3	0,7	6	0,4	2,2	2
	5C	1,6	1,6	22	0,6	0,5	1,9	16	0,3	1,3	6	0,6	0,7	3
	6C	0,4	1	26	0,4	0,7	1	23	0,2	0,3	12	0,3	2,8	2
	7C	0,1	0,9	26	0,4	1,2	0,6	27	1,1	0,5	9	0,1	6,3	1
	8C	0,2	0,9	24	0,4	0,9	0,4	27	0,2	0,3	14	0,2	2,6	1
	9C	2,1	1,8	23	0,5	0,4	2,	17	0,1	1	5	0,6	1,1	4
	10C	0,2	0,9	25	0,4	0,9	0,5	23	0,4	0,6	7	0,3	3	1
	11C	0,5	1,9	20	0,5	0,7	1,5	22	0,3	0,6	6	0,1	5,1	2
	12C	0,8	1,5	22	0,5	0,5	1,4	20	0,3	0,7	7	0,4	1,7	2
	13C	0,8	1,2	25	0,5	0,5	1,3	22	0,2	0,5	8	0,5	1,6	2
	14C	0,2	1	25	0,4	1,0	0,8	24	0,5	0,3	8	0,2	5,6	1
	15C	0,3	1,2	23	0,4	0,7	1,1	20	0,1	0,3	13	0,2	3,6	1
	16C	0,2	0,8	29	0,4	0,9	0,5	30	0,3	0,3	13	0,3	4,2	1
	17C	0,8	1,3	26	0,6	0,6	1,2	24	0,2	0,6	5	0,4	1,5	2
	18C	0,5	1,1	31	0,5	0,7	0,9	26	0,3	0,5	8	0,4	2,0	2
	19C	0,1	0,6	26	0,3	0,8	0,4	23	0,2	0,2	10	0,3	3,5	3
	20C	2,1	2,3	26	0,6	0,4	2,7	16	0,2	0,8	6	0,4	1,3	1
	21C	0,5	1	27	0,5	0,6	0,9	15	0,3	0,8	7	0,5	1,9	1
	22C	0,2	1	30	0,5	1,0	1,0	27	0,3	0,4	12	0,2	5,1	1
	23C	0,4	1	32	0,5	0,8	0,8	25	0,3	0,7	9	0,4	2,2	2
	24C	1,5	1,7	28	0,6	0,5	1,9	17	0,1	1,1	5	0,5	1,3	3
	25C	1,1	1,8	23	0,6	0,6	2	18	0,2	1,1	4	0,3	2	2
	26C	0,1	0,6	21	0,2	0,9	0,3	21	0,1	0,1	14	0,2	8,3	1
	27C	0,1	0,7	23	0,3	0,8	0,5	26	0,2	0,2	9	0,2	6	1
	28C	1,0	1,7	25	0,6	0,6	1,7	19	0,3	1,1	6	0,4	1,5	2
Monti Picentini	1D	0,3	1,1	31	0,6	1,1	0,7	27	0,07	0,4	12	0,2	1,2	1
	2D	4,3	3,8	29	1,2	0,6	3,4	20	0,9	1,7	6	0,3	4,9	4
	3D	0,1	0,8	31	0,5	1,6	0,3	31	0,03	0,3	19	0,1	0,3	1
	4D	0,1	0,7	37	0,5	1,4	0,5	34	0,11	0,6	13	0,2	0,7	2
	5D	0,6	1,6	25	0,7	0,8	1,4	25	0,17	0,7	7	0,2	1,7	2

Monti della Maddalena4	6D	0,6	1,4	31	0,6	0,8	0,9	30	0,20	0,7	12	0,3	1,2	2
	7D	0,1	0,8	35	0,6	1,8	0,6	32	0,05	0,5	11	0,1	0,7	1
	8D	0,2	0,8	36	0,6	1,3	0,5	31	0,16	0,7	9	0,3	0,8	1
	9D	0,2	0,7	35	0,5	1,3	0,9	27	0,05	0,4	7	0,3	0,9	2
	10D	0,1	0,7	31	0,5	1,4	0,6	23	0,03	0,3	7	0,2	0,8	1
	11D	0,1	0,7	29	0,4	1,5	0,4	25	0,03	0,3	11	0,2	0,4	1
	12D	0,4	1	24	0,4	0,7	1,2	19	0,19	0,6	5	0,4	1,3	2
	13D	0,4	1	19	0,2	0,4	1,0	15	0,06	0,4	6	0,5	1,1	2
	14D	0,3	0,9	21	0,2	0,4	1,0	13	0,09	0,5	6	0,4	1,2	1
	15D	0,2	0,6	21	0,2	0,4	0,5	16	0,07	0,3	6	0,5	0,6	2
	16D	4,9	4,2	25	1,1	0,5	5,1	15	0,4	1	2	0,3	4,9	4
	17D	0,1	0,7	36	0,5	1,8	0,5	30	0,04	0,2	13	0,1	0,7	1
	18D	0,2	0,9	38	0,6	1,4	0,5	29	0,01	0,1	13	0,2	0,8	1
	19D	0,1	0,8	36	0,5	1,6	0,6	30	0,04	0,2	16	0,1	0,8	1
	20D	0,4	1,4	34	0,7	1,1	1,3	27	0,07	0,3	9	0,2	1,4	4
	21D	2,8	3,7	24	1,1	0,6	4,2	18	0,3	0,8	3	0,2	4,4	2
	22D	0,1	0,8	31	0,4	1,3	0,6	23	0,04	0,2	9	0,1	0,7	1
	23D	3,1	2,6	27	0,7	0,4	3	18	0,7	1,4	4	0,4	2,6	3
	24D	0,2	1	25	0,5	1,1	0,7	22	0,04	0,3	6	0,2	0,7	2
	25D	0,1	0,8	33	0,5	1,5	0,5	32	0,07	0,5	7	0,2	0,4	1
	26D	0,2	1	34	0,6	1,2	0,8	30	0,04	0,3	7	0,3	1,0	2
	27D	0,1	1,1	31	0,6	1,4	1,0	23	0,02	0,2	6	0,1	0,6	1
	28D	0,2	1,2	23	0,5	1,1	0,9	19	0,07	0,4	13	0,2	1,1	1
	29D	0,5	1,5	30	0,7	1,1	1,6	23	0,07	0,4	10	0,2	1,8	2
	30D	0,1	1,1	27	0,3	0,90	0,7	24	0,08	0,4	8	0,2	0,8	1
	31D	0,2	0,8	27	0,3	0,8	0,7	24	0,13	0,6	10	0,3	0,7	2
	32D	0,04	0,7	30	0,3	1,6	0,2	30	0,02	0,2	13	0,1	0,2	1
	33D	0,5	0,7	23	0,4	0,7	1,3	19	0,05	0,4	13	0,3	1,3	2
	34D	0,13	1,2	31	0,5	1,3	0,8	27	0,03	0,3	12	0,2	0,9	1
	35D	0,6	0,9	32	0,6	0,8	1,2	31	0,19	0,8	10	0,4	1	2
	1E	2,3	3	19	0,7	0,4	3,2	14	0,5	1,1	2	0,3	3,6	3
	2E	6,4	5,5	36	0,9	0,3	6,7	11	2,3	1,9	6	0,2	3,8	3
	3E	2,1	3,4	24	0,8	0,6	2,6	14	0,1	1,4	6	0,2	5	2
	4E	0,6	1,3	32	0,7	0,8	1,1	21	0,6	1	8	0,4	4,2	2
	5E	0,2	1	33	0,6	1,3	0,6	29	0,1	0,4	13	0,2	0,9	1
6E	0,1	0,8	37	0,5	1,5	0,4	33	0,1	0,5	14	0,2	4,7	1	
7E	0,4	1,4	33	0,7	1	1,2	28	0,4	0,9	9	0,2	6,2	2	
8E	2,5	2,9	28	0,9	0,5	3,6	16	0,6	1	7	0,3	5,4	3	
9E	0,8	2,1	31	0,9	1	1	23	0,5	1	8	0,2	7	3	
10E	1,2	0,8	35	0,5	1,2	0,6	32	0,1	0,7	13	0,3	6,7	2	
11E	0,3	1,3	36	0,7	1,2	1	28	0,3	0,7	9	0,2	4,9	3	
12E	0,7	2,1	31	0,8	0,9	1,9	22	0,5	1,5	7	0,2	3,4	2	
13E	2,8	2,7	30	0,8	0,5	2,7	17	1,4	3,5	7	0,4	3,4	4	
14E	5,7	3,7	23	0,8	0,3	4,1	10	3,2	2,3	5	0,4	1,9	4	
15E	1,2	3,1	18	0,8	0,7	3,8	14	1,2	2,4	5	0,1	8,6	3	
16E	3,8	3,3	22	0,7	0,4	3,9	13	1,9	2,1	4	0,4	4,4	4	
17E	2,6	3,6	20	0,7	0,4	3,9	16	2,3	3,2	2	0,2	3	3	
18E	6,9	4	25	0,8	0,3	5,5	14	6,1	3,9	2	0,4	4,3	4	
19E	3,2	3,6	25	0,9	0,5	4,4	14	3,3	3,4	3	0,2	3,9	4	
20E	3,5	2,9	23	0,9	0,5	3,9	16	4,5	3,4	4	0,4	3,2	3	

Ab= area bacino; Lb= lunghezza bacino; ib= pendenza media del bacino; Rb= relief del bacino; R= indice di Melton; Lc= lunghezza asta principale nel bacino; ipc= pendenza dell'asta principale; Af= area conoide; Lf= lunghezza conoide; if= pendenza media conoide; Wf= fattore di forma; D= densità di drenaggio; ordine= ordine gerarchico dell'asta principale.

BIBLIOGRAFIA

Abate D., De Pippo T., Ilardi M., Pennetta M. (1998). *Evoluzione morfologica tardo-quadernaria della valle Caudina (Benevento, Italia)*. Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, **11**, 255-265.

Abruzzese V. (1979). *Studi e ricerche idriche in Valle Caudina*. Ente per lo sviluppo dell'irrigazione e la trasformazione fondiaria in Puglia e Lucania, Dir. Reg. Irpinia. Poligrafica Ruggiero Ed., 24.

Ahnert, F. (1970). *Functional relationships between denudation, relief and uplift in large, mid-latitude drainage basins*. Am. J. Sci., **268**, 243–263.

Aleotti P., Chowdhury R. (1999). *Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives*. Bull. Eng. Geol. Env., **58**, 21-44.

Amato A., Ascione A., Cinque A. Lama A. (1992). *Morfoevoluzione, Sedimentazione e Tettonica recente dell'Alta Piana del Sele e delle sue valli tributarie (Campania)*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5-16.

Amato V. (2005). *La risposta di alcuni tipici sistemi morfoclimatici della Campania (Italia Meridionale) alle variazioni climatiche oloceniche*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Napoli.

Anstey R.L. (1965). *Physical characteristics of alluvial fans*. U.S. Army Natick Laboratories, Technical Report ES20, 109.

Aprile F., Ortolani F. (1978). *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana campana*. Bol. Soc. Geol. Ital., **97**, 591-608.

Archivio di Stato di Salerno, Intendenza, Opere Pubbliche Comunali, b. 1271 f.2. Sala Consilina, 25 luglio 1806, Memoria presentata dai Deputati di Sala al sovrano Giuseppe Napoleone ed inoltrata al Ministero dell'Interno.

Archivio di Stato di Salerno, Intendenza, Opere Pubbliche Comunali, b. 1271 f.2. Napoli, 25 luglio 1806, dal ministro dell'interno Miot al Preside di Salerno.

Archivio di Stato di Salerno, Intendenza, Opere Pubbliche Comunali, b. 1271 f.11. Padula, 20 settembre 1811, dal perito Vincenzo Tepedino al Tenente Comandante la Gendarmeria Reale di Sala.

Archivio di Stato di Salerno, Intendenza, Opere Pubbliche Comunali, b. 1271 f.19. Sala, 14 dicembre 1814, dal sottointendente del distretto all'intendente.

Archivio di Stato di Salerno, Intendenza, Opere Pubbliche Comunali, b. 1271 f.23. Sala, 8 dicembre 1815, dal sottointendente del distretto, il cavaliere Ferrante, all'intendente.

Archivio di Stato di Salerno, Intendenza, Opere Pubbliche Comunali, b. 1272 f.8. Sala, 29 giugno 1822, dal sottointendente del distretto all'intendente.

Archivio di Stato di Salerno, Intendenza, Opere Pubbliche Comunali, b. 1273 f.29. Sala, 28 agosto 1858, dal sottointendente del distretto all'intendente.

Archivio di Stato di Salerno, Intendenza, Opere Pubbliche Comunali, b. 1273 f.30. Sala, 13 giugno 1858, dal sottointendente del distretto all'intendente.

Archivio di Stato di Salerno, Intendenza, Opere Pubbliche Comunali, b. 1273 f.30. Sala, 14 giugno 1858, dal sottointendente del distretto all'intendente.

Archivio di Stato di Salerno, Intendenza, Opere Pubbliche Comunali, b. 1273 f.30. Sala, 15 giugno 1858, dal sottointendente del distretto all'intendente.

Ascione A., Cinque A., Santangelo N., Tozzi M. (1992a). *Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica Trascorrente Plio-Quaternaria: nuovi vincoli cronologici e cinematici*. Studi Geologici Camerti, volume speciale **1992/1**, 201-208.

Ascione A., Cinque A., Tozzi M. (1992b). *La Valle del Tanagro (Campania): una depressione strutturale ad evoluzione complessa*. Studi Geologici Camerti, volume speciale **1992/1**, 209-219.

Ascione A., Cinque A. (1995). *L'età della tettonica trascorrente nell'Appennino campano: il contributo dell'analisi geomorfologica*. Studi Geologici Camerti, volume speciale **1995/2**, 41-52.

Aulitzky H. (1980). *Preliminary two-fold Classification of Torrent*. Proceedings International Symposium Interpraevent, Bad Ischl, **4**, 285-309.

Bally A., W., Burbi L., Cooper C., Ghelardoni L. (1986). *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.

Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T., Santacroce R., (1978). *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy)*. Bull. Volcanol., **41**, 1-22.

Bardou E. & Jaboyedoff M. (2008). *Debris flows as a factor of hillslope evolution controlled by a continuous or a pulse process?* Geological Society, London, Special Publications, **296**, 63-78.

Bates R.L., Jackson J.A.J. (1987). *Glossary of Geology*. 3rd. Edition. American Geological Institute, Alexandria-USA.

Beaty C.B. (1963). *Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada*. Association of American Geographers Annals, **53**, 516-535.

Beaty C.B. (1990). *Anatomy of a White Mountain debris flow-the making of an alluvial fan*. In Rachocki A.H., Church M., (eds), *Alluvial fans - a Field Approach*: New York, Wiley, 69-90.

Beverage J.P. & Culbertson J.K. (1964). *Hyperconcentrations of suspended sediment*. J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng. **90** (HY6), 117-128.

- Blair T.C. (1985). *Depositional chronology, sedimentary processes and the resulting vertical stratification sequences in the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado*. In: Flores R.M., Harvey M.D. (eds), Field guidebook to modern and ancient fluvial systems in the United States: Fort Collins, Colorado, Proceeding of the Third International Fluvial Conference, 96-101.
- Blair T.C. (1987). *Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the roaring river alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado*. Journal of Sedimentary Petrology, **57**(1),1-18.
- Blair T.C. (1999a). *Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Sprig Canyon alluvial fan, Death Valley, California*. Sedimentology, **46**, 913-940.
- Blair T.C. (1999b). *Sedimentary of the debris-flow-dominated Warm Sprig Canyon alluvial fan, Death Valley, California*. Sedimentology **46**, 941-965.
- Blair T.C. (1999c). *Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California*. Sedimentology, **46**, 1015-1028.
- Blair T.C. & McPherson JG. (1994a). *Alluvial fan processes and forms*. In: Abrahams A.T., Parsons A.J. (eds), Geomorphology of desert environments. Chapman and Hall: London; 354-402.
- Blair T.C. & McPherson JG. (1994b). *Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages*. Journal of Sedimentary Research, A64, **3**, 450-489.
- Blair T.C. & McPherson JG. (1998). *Recent debris-flow processes and resultant form and facies of the dolomite alluvial fans, Owens Valley, California*. J. Sedim. Res., **68**, 800-818.
- Blissenbach E. (1954). *Geology of alluvial fans in semi-arid regions*. Geological Society of America Bulletin, **65**, 175-190.
- Boothroyd J.C. & Numendal D.(1978). *Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial fan deposits*. In: Miall A.D.,(ed), Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir **5**, 641-668.
- Bovis M.J. & Jakob M. (1999). *The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity*. Earth Surf Process Landforms, **24**,1039–1054.
- Brabb E.E. (1984). *Innovative approaches to landslide hazard mapping*. Proceed IV Int. Symp. Landslides: Toronto, **1**, 307-324.
- Brancaccio L. (1969). *Osservazioni geomorfologiche sull'Alta valle del Sabato presso Serino (Prov. Avellino)*. Mem. Soc. Natur., 489-498, Napoli.
- Brancaccio L. & Cinque A. (1988). *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 135-136.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. (1995). *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: Geomorfologia e Neotettonica*. Estratto

da: Assetto fisico e problemi ambientali delle pianure italiane. Memorie della Società Geologica Italiana, Vol. LIII, 313-336.

Brancaccio L., Cinque A., Di Crescenzo G., Santangelo N., Scarciglia F. (1997). *Alcune osservazioni sulla tettonica quaternaria nell'alta valle del F. Volturno (Molise)*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **10** (2), 321-328.

Brancaccio L., Di Crescenzo G., Roskopf C., Santangelo N., Scarciglia F. (2000). *Carta Geologica dei depositi quaternari e Carta Geomorfologia dell'alta valle del fiume Volturno (Molise, Italia Meridionale)*. Note illustrative. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **13**(1/2), 81-94.

Budetta P., Santangelo N., Santo A. (2000). *Interazioni tra processi alluvionali ed insediamenti abitativi in epoca storica: il caso della Certosa di Padula*. Convegno GeoBen2000, Torino 7-9 giugno.

Bull W.B. (1962). *Relation of alluvial-fan size and slope to drainage-basin size and lithology in western Fresno County, California*. US Geol. Surv. Prof. Paper, **450-B**, 51-53.

Bull W.B. (1963). *Alluvial fan deposits in western Fresno County, California*. Journal of Geology, **71**, 243-251.

Bull W.B. (1964a). *Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California*. United States Geological Professional Paper 352E, 128.

Bull W.B. (1964b). *History and causes of channel trenching in western Fresno County, California*. American Journal of Science, **262**, 269-258.

Bull W.B. (1968). *Alluvial fans*. Journal of Geology **16**, 101-106.

Bull W. B. (1972). *Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record*. In: Rigby J.K., Hamblin W.K. (eds), Recognition of Ancient Sedimentary Environments, SEPM. Special Publication **16**, 63-83.

Bull W.B. (1977). *The alluvial fan environment*. Progress in Physical Geography **1**, 222-270.

Bull W.B. (1991). *Geomorphic Response to climatic Change*. New York: Oxford University Press.

Caiazza D. (2002) *I torrenti assassini del Matese Meridionale*. Atti del Convegno di Studi sulle alluvioni catastrofiche recenti negli insediamenti urbani: il rischio e la prevenzione dopo il disastro di Sarno. Piedimonte Matese, 31 ottobre 1998. Editi dal Comune di Alife.

Caine N. (1980). *The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows*. Geografiska Annaler, **62A**, 23-27.

Calvache M.L., Viseras C., Fernández J. (1997). *Controls on fan development—evidence from fan morphometry and sedimentology: Sierra Nevada, SE Spain*. Geomorphology **21**, 69-84.

- Campbell R.H. (1975). *Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California*. U.S. Geological Survey Professional Paper **851**, 51.
- Cannon S.H. & Ellen S.D. (1985). *Rainfall conditions for abundant debris avalanche, San Francisco Bay region, California*. California Geology, **38**(12), 267-272.
- Canuti P., Casagli N. (1996). *Considerazioni sulla valutazione del rischio di frana*. Atti del Convegno, Fenomeni Franosi e centri abitati, Bologna 27 maggio 1996, C.N.R.-G.N.D.C.I. Pubbl. 846, 57.
- Cao R. & Qian S. (1990). *Sediment transport characteristics of hyperconcentrated flow with suspended load*. In: French R.H. (ed), Proceedings of the International Symposium on Hydraulic/Hydrology of Arid Lands, San Diego, California, July 30-August 2, 1990, American Society of Civil Engineers, New York, 657-662.
- Capaldi G., Cinque A., Romano P. (1989). *Ricostruzione di sequenze morfologiche nei Picentini meridionali (Campania, Appennino Meridionale)*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**, 207-222.
- Cascini L., Bonnard C.H., Corominas J., Jibson R., Montero-Olarte, J. (2005). *Landslide hazard and risk zoning for urban planning and development. State of the Art Report (SOA7)*. In: Hungr O., Fell R., Couture R., Eberhardt E. (eds.), Proceedings of the International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver (Canada). Taylor and Francis, London, 199–235.
- Castelli M., Bonnard Ch., Durville J.L., Forlati F., Poisel R., Polino R., Prat P., Scavia C. (2002). *IMIRILAND project - Impact of Large Landslides in the Mountain Environment : Identification and Mitigation of Risk*. Proc. Int. Conf. on Instability-Planning and Management, Isle of Wight, UK, Ed. Thomas Telford., 671-678.
- Church M., & Mark D. (1980). *On size scale in geomorphology*. Progress in Physical Geography, **4**, 342-390.
- Cinque A., Guida F., Russo F., Santangelo N. (1989). *Dati cronologici e stratigrafici su alcuni depositi continentali della Piana del Sele (Campania): I Conglomerati di Eboli*. Geogr. Fis. Diman. Quat., **1**, 39-44.
- Cinque A., Ascione A., Caiazzo C. (2000). *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino Meridionale*. In: Galadini F., Meletti C., Rebez A. (eds.), Ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996–1999). CNR-GNDT Special Publication: Rome, 203–218.
- Cinque A., Romano P. (2001). *Evoluzione geomorfologica e caratterizzazione orografica della regione*. In: Vallario A. (ed.), Ambiente geologico della Campania. Cuen, 59-90.
- Civetta, L., Orsi, G., Pappalardo, L., Fisher, P.V., Heiken, G., Ort, M., 1997. *Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes: the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **75**, 183–219.

- Cocco E. (1971). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 161 Isernia*. Nuova tecnica grafica, Roma.
- Cooke R.A., Warren A., Goudie A. (1993). *Desert Geomorphology*. London, England: University College London Press.
- Coppola V. (1858). *Inondazione di Piedimonte nel sett. 1857 in ordine alla sua natura ed ai disastri cagionati*, Napoli, Fibreno.
- Corniello A., Russo D. (1990). *La piana del medio corso del F. Volturno. Idrogeologia e vulnerabilità all'inquinamento delle falde*. Atti 1° Convegno Nazionale Protezione e Gestione delle Acque sotterranee, Modena, settembre 1990.
- Corrado S., Di Bucci D., Leschiutta I., Naso G., Trigari A. (1997). *La tettonica quaternaria nell'evoluzione strutturale del settore molisano*. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, **10** (2), 609-614.
- Costa J.E., Jarett R.D. (1981). *Debris flow in small mountain stream channels of Colorado and hydrologic implications*. *Bull. Assoc. Eng. Geol.* **18**, 309-322.
- Costa J.E. (1988). *Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows*. In: Baker V.R, Kochel R.C., Patton P.C., (eds.), *Flood Geomorphology*: New York, Wiley, 113-122.
- Crosta G.B., Frattini P. (2004). *Controls on modern Alluvial fan processes in the Central Alps, Northern Italy*. *Earth Surface Processes and Landforms* **29**, 267-293.
- Davies T.R.H. (1997). *Using hydro-science and hydro-technical engineering to reduce debris-flow hazards*. In: *Proceedings of the First International Conference—Debris flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, San Francisco, American Society of Civil Engineers, 787–810.
- D'Agostino V. (1996). *Analisi quantitativa e qualitativa del trasporto solido torrentizio nei bacini montani del Trentino Orientale*. Estratto da: Associazione Italiana di Ingegneria agraria 1° sezione Convegno di Studio "Problemi dei grandi comprensori irrigui", Novara 6-7 giugno 1996.
- D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1973). *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. In: *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. *Acc. Naz. Lin.*, **183**, 49–72.
- Denny C.S. (1965). *Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada*. U.S. Geological Survey Professional Paper, **466**, 1-62.
- Denny C.S. (1967). *Fans and pediments*. *American Journal of Scienze*, **265**, 81-105.
- De Meo N. (1932). *La secolare storia di una bonifica. Volturara Irpina e il lago Dragone*, Avellino, Tipografia C. Labruna.

- De Scally F.A. & Owens I.F. (2004). *Morphometric controls and Geomorphic responses on fans in the Southern Alps, New Zealand*. Earth Surface Processes and Landforms, **29**, 311–322.
- De Scally F.A. & Owens I.F. (2005). *Depositional processes and particle characteristics on fans in the Southern Alps, New Zealand*. Geomorphology, **69**, 46-56.
- De Scally F.A. & Owens I.F., Louis J. (2010). *Controls on fan depositional processes in the schist ranges of the Southern alps, New Zealand, and implications for debris-flow hazard assessment*. Geomorphology, **122**, 99-116.
- De Sloges J.R., Gardner J.S. (1984). *The physical geomorphology of debris flow*. In: Costa J.E., Fleisher P.J. (eds.), *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer-velag, Berlin and New-York, 268-317.
- De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrson W.A., Spera F.J., Belkin A.E. (2001). *New constraints on the pyroclastic eruption history of the Campanian volcanic plain (Italy)*. Mineral. Petrol. **73**, 47– 65.
- De Waele J.D., Martina M.L.V., Sanna L., Cabras S., Cossu Q.A. (2010). *Flash flood hydrology in karstic terrain: Flumineddu Canyon, central-east Sardinia*. Geomorphology, **120**, 162–173.
- Di Bucci D., Corrado S., Naso G, Parotto M. & Praturlon M. (1999). *Evoluzione tettonica neogerico-quadernaria dell'area molisana*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 13-30.
- Di Nocera S., Ortolani F., Torre M. (1976). *La tettonica messiniana nell'evoluzione della catena appenninica*. Atti Seminario: il significato geodinamico della crisi di salinità del Miocene terminale nel Mediterraneo, Firenze 17 febbraio 76, 29-47.
- Diodato N. (1999a). *Ricostruzione storica di eventi naturali estremi a carattere idrometeorologico nel Sannio Beneventano dal medioevo al 1988*. Bollettino Geofisico, XXII, 3-4, 57.
- Diodato N. (1999b). *Fattori climatici e calamità naturali nel Sannio*. Rivista Storica del Sannio, 2, 309-406.
- Diodato N. (2007). *Climatic fluctuations in southern Italy since the 17th century: reconstruction with precipitation records at Benevento*. Climatic Change, **80**, 411–431.
- Dorn R.I. (1994). *The role of climatic change in alluvial fan development*. In: Abrahams A.D., Parsons A.J., (eds.), London, England: Chapman and Hall, 593-615.
- Drew F. (1873). *Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper Indus Basin*: Geologica Society of London Quarterly Journal, **29**, 441-471.
- Eckis R. (1928). *Alluvial fans in the Cucamonga district, southern California*. Journal of Geology, **36**, 111-141.
- Einstein H.H. (1988). *Special lecture: landslide risk assessment procedure*. Proc 5th 35 int. Symp. On Landscape, Lausanne, Switzerland, **2**, 1075-1090.

- Evans J.E. (1991). *Facies relationships, alluvial architecture and paleohydrology of a paleogene, humid-tropical alluvial-fan system: Chumstick formation, Washington State, U.S.A.* Journal of Sedimentary Petrology, 61/5, 732-755.
- FEMA (2000). *Guidelines for determining flood hazards on alluvial fans*. Federal Emergency Management Agency. http://www.fema.gov/mit/tsd/ft_alfan.htm
- Fell R., & Hartford D. (1997). *Landslide risk assessment*. In: Cruden, D. & Fell, R. (eds.) Landslide risk assessment. Proceedings of the international workshop on landslide risk assessment, 51-110.
- Ferro V. (2006). *Sistemazione dei bacini idrografici*. McGraw-Hill. Seconda edizione, 848.
- Fisher R.V. (1971). *Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits*. Journal of sedimentary, 41/4, 916-927.
- Fisher R.V., Orsi G., Ort M., Heiken G., (1993). *Mobility of a large-volume pyroclastic flow emplacement of the Campanian Ignimbrite, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 56, 205–220.
- Frostick L.E., & Reid I. (1989). *Climatic versus tectonic control of fan sequences. Lessons from the Dead Sea Israel*. Journal of the Geological Society of London 146, 527-538.
- Gagoshidze M.S. (1969). *Mudflows and floods and their control*. Sov. Hydrol, 4, 410-422.
- Gilbert G.K. (1914). *The transportation of debris by running water*. US Geol. Surv. Prof. Paper, 86.
- Gòmez-Villar A. & Garcia-Ruiz J.M. (2000). *Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenees*. Geomorphology, 34, 127-144.
- Gruber S., Huggel C., Pike R. (2008). *Modelling mass movement and landslide susceptibility*. In: Hengl T., Reuter H. T., Geomorphometry. Amsterdam, 527-550.
- Guzzetti F., Marchetti M., Reichenbach P. (1997). *Large alluvial fans in the north-central Po Plain (Northern Italy)*. Geomorphology, 18, 119-136.
- 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., Stark C.P., Salvati P. (2005). *Evaluation of Flood and Landslide Risk to the Population of Italy*. Environmental Management, 36 (1), 15–36.
- Guzzetti F., Galli M., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M. (2006a). *Landslide hazard assessment in the Collazzone area, Umbria, central Italy*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 6, 115-131.
- Guzzetti F., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M., Galli M. (2006b). *Estimating the quality of landslide susceptibility models*. Geomorphology, 81, 166–184.

- Hartigan J. A. (1975). *Clustering Algorithms (Probability & Mathematical Statistics)*. John Wiley & Sons Inc.
- Harvey A.M. (1984). *Debris flows and fluvial deposits in Spanish Quaternary alluvial fans: implications for morphology*. In Koster E.H. and Steel R.J., (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerate*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir **10**, 123-132.
- Harvey A.M., (1986). *Geomorphic effects of 100 year storm in the Howgill Fells, Northeast England*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **30**, 71-91.
- Harvey AM. (1987). *Alluvial fan dissection: relationships between morphology and sedimentation*. In: Frostick L., Reid I. (eds.), *Desert sediment: ancient and modern*. Geological Society of London special publication **35**, 87-103.
- Harvey AM. (1988). *Controls of alluvial fan developments: the alluvial fans of the Sierra de Carrascoy, Murcia, Spain*. *Catena Supplement* **13**, 123-137.
- Harvey A.M. (1990). *Factors influencing Quaternary fan development in southeast Spain*. In: Rachocki A.H., Church M. (eds.), *Alluvial fans- a field approach*. New York: Wiley, 247-270.
- Harvey A.M. (1992). *The influence of sedimentary style on the morphology and development of alluvial fans*. *Israel. Journal of Earth Sciences*, **41**, 123-137.
- Harvey AM. (1997). *The role of alluvial fans in arid zone fluvial-systems*. In: Thomas D.S.G. (ed), *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. Wiley & Sons: Chichester, 231-259.
- Harvey A.M., (1999). *Response of alluvial fan system to the late Pleistocene to Holocene climatic transition: contrasts between the magins of pluvial Lakes Lahontan and Mojave, Nevada and California, USA*. *Catena*, **36**, 255-281.
- Harvey AM. (2002). *The relationships between alluvial fans and fan channels within Mediterranean mountain fluvial systems*. In: Bull L.J., Kirkby M.J. (eds.), *Dryland Rivers: hydrology and Geomorphology of Semi-arid channels*. John Wiley & Sons, Chichester, 205-226.
- Hashimoto A, Oguchi T., Hayakawa Y., Lin Z., Saito K., Wasklewicz T.A. (2008). *GIS analysis of depositional slope change at alluvial-fan toes in Japan and the American Southwest*. *Geomorphology*, **100**, 120-130.
- Hawley J.W., Wilson W.F. (1965). *Quaternary geology of the Winnemucca area, Nevada*: University of Nevada Desert Research Institute Technical Report 566.
- Hogg S. E. (1982). Sheetfloods, sheetwash, Sheetflow, or...?. *Earth-Science Reviews*, **18**, 59-76.
- Hooke R. LeB. (1967). *Processes on arid region alluvial fans*. *Journal of Geology* **75**, 438-460.
- Hooke R. LeB. (1968). *Steady-state relationships of arid-region alluvial fans in closed basins*. *American Journal of Science*, **266**, 609-629.

- Hooke R.LeB. (1968b). *Model geology: prototype and laboratory streams: a discussion*. Geological Society of America Bulletin, **79**, 391-394.
- Hooke R. LeB. (1972). *Geomorphic evidence for late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California*. Geological Society of America Bulletin, **83**, 2073-2098.
- Hooke R. LeB. & Rohrer W.L. (1977). *Relative erodibility of source-area rock types, as determined from second-order variations in alluvial-fan size*. Geological Society of America Bulletin, **88**, 1177-1182.
- Horton R.E. (1945). *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*. Geological Society of America Bulletin, **56**, 275-370.
- Hubert J., & Filipov A. (1989). *Debris-flow deposits in alluvial fans on the west flank of the White Mountains, Owens Valley, California, U.S.A.* Sedimentary Geology, **61**, 177-205.
- Huggel C., Käab A., Haeberli W., Krummenacher B. (2003). *Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps*. Natural Hazards Earth Syst Sci., **3**(6), 647–662.
- Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J., Hutchinson J.N. (2001). *A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type*. Environmental & Engineering Geoscience, **7**(3), 221-238.
- Ibbeken H., Warnke D.A., Diepenbroek, M. (1998). *Granulometric study of the Hanaupah fan, Death Valley, California*. Earth Surf. Processes Landf. **23**, 481–492.
- IPCC (2007). *Intergovernmental Panel on Climate Change, Fourth Assessment Report*. Climate Change 2007: Synthesis Report.
- Ippolito F., Ortolani F., Russo M. (1973). *Struttura marginale dell'Appennino Campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Memorie della Società Geologica Italiana, **12**, 227-250.
- Ispra (2009). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 431 Caserta Est*.
- Ispra (2010). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 504 Sala Consilina*.
- Jackson LE Jr. (1987). *Debris Flow Hazard in the Canadian Rocky Mountains*. Geological Survey of Canada Paper 86-11:Ottawa.
- Jackson LE Jr, Kostaschuk RA, Mac Donald GM. (1987). *Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains*. In: Costa J.E., Wieczorek F.G. (eds), Reviews in Engineering Geology 7. Geological Society of America, 115-124.
- Jakob M., Hungr O. (2005). *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer, Berlin.

- Johnson A.M. (1970). *Physical Processes in Geology*. Freeman & Cooper, San Francisco, California, 677.
- Kang Z., Zhang S. (1980). *A preliminary analysis of the characteristics of debris flows*. In: Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation, Chinese Society of Hydraulic Engineering, Beijing, China, 225-226.
- Keller E.A. (1986). *Investigations of active tectonics. Use of superficial earth Processes in "Active Tectonics"*. Studies in geophysics, National Academy press, Washington, 136-147.
- Kellerhals R., & Church M. (1990). *Hazard management on fans, with examples from British Columbia*. In: Rachochi A.H., Church M. (eds), *Alluvial Fans: a field approach*. New York, Wiley, 335-354.
- Kim S.B. (1995). *Discussion: alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages*. Journal of Sedimentary Research. Section A, Sedimentary Petrology and Processes, **65**, 706-708.
- Kochel R.C. (1990). *Humid fans of the Appalachian Mountains*. In: Rachocki A. H., Church M. A. (eds.), *Alluvial fans- a field approach*. John Wiley & Sons, Chichester, 109-130.
- Kostaschuk R.A., Mac Donald G.M., Putman P.E. (1986). *Depositional processes and alluvial fan drainage basin morphometric relationship near Banff, Alberta, Canada*. Earth surface processes and landforms, **11**, 471- 484.
- Kostaschuk R., James T., Rishi R. (2003). *Suspended sediment transport during tropical cyclone floods in Fiji*. Hydrological Processes, **17**, 1149-1164.
- Lane E.W. (1955). *The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering*. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 81, 1-17.
- Lee E.M. & Jones D.K.C. (2004). *Landslide risk assessment*. Thomas Telford, London, 454
- Lecce S.A. (1988). *Influence of lithology on alluvial fan morphometry, White and Inyo Mountains, California and Nevada*. Unpublished M.A. thesis. Tempe: Arizona State University.
- Lecce S.A. (1990). *The alluvial fan problem*. In: Rachocki A.H., Church M. (eds.), *Alluvial Fans: a field approach*. John Wiley & Sons, 3-24.
- Lecce S.A. (1991). *Influence of lithological erodibility on alluvial fan areas, western White Mountains, California and Nevada*. Earth Surface Processes and Landforms, **16**, 11-18.
- Leone F., Ast'è J. P., Leroi E. (1996). *Vulnerability assessment of elements exposed to mass movements: working toward a better risk perception*. In: Senneset, K. (ed), *Landslides, Glissements de terrain*, Proceed. VII Int. Sym. Landslides, Trondheim, 263-270.
- Mack G.H., & Rasmussen K.A. (1984). *Alluvial-fan sedimentation of the Cutler Formation (Permo-Pennsylvanian) near Gateway, Colorado*. Geol. Soc. Am. Bull., **95**, 109-116.

- Major J.J., Janda R.J., Daag A.S. (1996). *Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount Pinatubo during the mid-june 1991 eruptions*. In: Newhall C.G., Punungbayan (eds), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle, 895-919.
- Marchi L., Pasuto A., Tecca P.R. (1993). *Flow processes on alluvial fans in the Eastern Italian Alps*. *Z. Geomorph.* **4**, 447-458.
- Marchi L., Tecca P.R. (1995). *Alluvial fans of the Eastern Italian Alps: morphometry and depositional processes*. *Geodinamica Acta (Paris)* **8**, **1**, 20-27.
- Marchi L., Arattano M., Deganutti A.M. (2001). *Ten Years of debris-flow monitoring in the Moscardo torrent (Italian Alps)*. *Geomorphology*, **46**, 1-17.
- Marrocco R. (1926) *Memorie Storiche di Piedimonte d'Alife*. La Bodoniana, Piedimonte Matese, 275-302.
- Marrocco D. (1963). *Il distretto di Piedimonte alla vigilia del 1860*, Piedimonte d'Alife, La Bodoniana, Piedimonte Matese, 138.
- Masucci G.(1842). *In occasione dell' inondazione avvenuta in Serino nella notte del 7 novembre del 1842*, Tipografia del Sebeto, Napoli.
- Maune D.F. (2001). *Digital Elevation Model Technology all applications: DEM user's manual*. ASPRS.
- Mauro M. (1977). *La Valle dei Suessolani*. Napoli. De Simone, Napoli, 350.
- Mauro M., Di Rosa R. (1987) *Storia e storiografia in terra di Arienzo*. Napoli.
- Melton M.A.(1965). *The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona*. *Journal of Geology*, **73**,1-38.
- Mingfu W., Yizheng Z., Jianjun L., Wenzhong D., Weimin W. (1983). *An experimental study on turbulence characteristics of flow with hyperconcentration*. In: "Proceedings of the second International Symposium on River Sedimentation". Water Resources and Electrical Power Press, Beijing, China, 45-53
- Miall A. D. (1977). *A Review of the Braided-River Depositional Environment*. *Earth-Science Reviews*, **13**, 1-62.
- Miall A.D. (1978a). *Fluvial sedimentology a historical review*. In: Miall A.D. (ed) *Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, **5**, 1-48.
- Miall A.D. (1978b). *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary*. In: Miall A.D. (ed) *Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* **5**, 597-604.

- Mills H.H. (1982). *Long-term episodic deposition on mountain foot slopes in the Blue Ridge province of North Carolina: evidence from relative age-dating*. Southeastern Geology, **23**, 123-128.
- Mostardini F. & Merlini S. (1986). *Appennino Centro Meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- Naso G., Tallini M. & Tozzi M. (1995). *Caratteristiche geologico-strutturali dell'area di Miranda (Isernia): un contributo alla comprensione dei rapporti tra falde molisane e avanfossa del Messiniano-pliocene inferiore*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 423-441.
- National Research Council (NRC) (1996). *Alluvial fan flooding*. National Academy Press, 1-131.
- Nemec W. & Postma G. (1993). *Quaternary alluvial fans in Southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution*. In: Marzo M., Puigdefabregas C. (eds), Alluvial Sedimentation. Int. Assoc. Sedim. Spec. Publ., 17, 235-276.
- Norbiato D., Borga M., Sangati M., Zanon F. (2007). *Regional frequency analysis of extreme precipitation in the eastern Italian Alps and the August 29, 2003 flash flood*. Journal of Hydrology, **345**, 149-166.
- Norbiato D., Borga M., Degli Esposti S., Gaume E., Anquetin S. (2008). *Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions: An assessment for gauged and ungauged basins*. Journal of Hydrology, **362**, 274-290.
- Norbiato D., Borga M., Dinaleb R. (2009). *Flash flood warning in ungauged basins by use of the flash flood guidance and model-based runoff thresholds*. Meteorol. Appl., **16**, 65-75.
- Nordin C.F. (1963). *A preliminary study of sediment transport parameters, Rio Puerco near Bernardo, New Mexico*. Geol. Surv. Prof. Pap. (U.S.) 462-C, 1-21.
- Ogushi T. & Ohmori H. (1994). *Analysis of relationships among alluvial fan area, source basin area, basin slope, and sediment yield*. Z. Geomorph. N.F., **38**, 405-420.
- Ortolani F., Pagliuca S. (1988). *Struttura e vulcanismo del margine tirreno dell'Appennino campano e tettonica compressiva recente*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1229-1234.
- Ortolani F. & Pagliuca S. (2007). *Evidenze geologiche di variazioni climatico-ambientali storiche nell'Area Mediterranea*. In: Quaderni della società geologica italiana Variabilità naturale del clima nell'Olocene ed in tempi storici: un approccio geologico. Società Geologica Italiana, **1**, 13-17.
- Pappalardo L., Piochi M., D'Antonio M., Civetta L., Petrini R., (2002). *Evidence for multi-stage magmatic evolution during the past 60 kyr at Campi Flegrei (Italy) deduced from Sr, Nd and Pb isotope data*. J. Petrol. **43**, 1415-1434.
- Parise M., Calcaterra D. (2000). *Debris-flow related fans in weathered drystalline rocks, and the potential hazard in Calabria, Italy*. In: Wiczorek G.F., Naeser N.D. (eds.), Debris-flow hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Balkema, Rotterdam, 203-211.

- 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.
- Pasuto A., Tecca P.R. (2000). *Debris Flow*. In: Marchetti M., (ed.), *Geomorfologia Fluviale*, Piragora Editrice Bologna, 105-123.
- Pescatore T. (1965). *Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica*. Atti Acc. Sc. Fis. e Nat., **4**, 101, 145.
- Pierson TC. (1980a). *Debris flows: an important process in high country gully erosion*. Tussock Grasslands and Mountain Lands Institute Review, **39**, 3-14.
- Pierson TC. (1980b). *Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand*. Earth Surface Processes **5**: 227-247.
- Pierson T.C., Scott K.M. (1985). *Downstream dilution of lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow*. Water Resour. Res. **21**, 1511-1524.
- Pierson T.C., Costa, J.E. (1987). *A rheologic classification of subaerial sediment-water flows*. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, **7**, 1-12.
- Pierson T.C., Janda R.J., Thouret J.C., Borrero C.A. (1990). *Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia and consequent mobilization, flow and deposition*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **41**, 17-66.
- Pierson TC. (2005). *Hyperconcentrated flow - transitional process between water flow and debris flow*. In: Jakob M., Hungr O. (eds.), *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer, Berlin, 159-202.
- Pierson T. C., Daag A. S., Reyes P. J. D., Regalado M. T. M., Solidum R. U., Tubianosa B. S. (1996). *Philippines Flow and deposition of post eruption hot lahars on the east side of Mount Pinatubo, July–October 1991*. In: Newhall C. G., Punongbayan R. S. (eds.), *Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo* (Washington University Press, Seattle), 921-950.
- Pope R.J.J., Wilkinson K.N., Millington A.C. (2003). *Human and climatic Impact on Late Quaternary deposition in the Sparta Basin Piedmont: Evidence from Alluvial fan Systems*. Geoarchaeology, **18**(7), 685-724.
- Qian Y., Yang W., Zhao W., Cheng X., Zhang L., Xu W. (1981). *Basic characteristics of flow with hyperconcentration of sediment*. In: Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation. Chinese Society of Hydraulic Engineering Beijing, China, 175-184.
- Rickenmann D. (1991). *Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes*. Journal of Hydraulic Engineering **117**(11), 1419-1439.
- Robustelli G., Muto F., Scarciglia F., Spina V., Critelli S. (2005). *Eustatic and tectonic control on Late Quaternary alluvial fans along the Tyrrhenian Sea of Calabria (South Italy)*. Quaternary Science reviews **24**, 2101-2119.

- Rockwell T.K., Keller E.A., Clark M.N., Johnson D.L. (1984). *Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California*. Geological Society of America, Bulletin, **95**, 1466-1474.
- Romano P., Santo A., Voltaggio M. (1994). *L'evoluzione geomorfologica della Pianura del Fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore-Olocene)*. Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, **7**(1), 41-46.
- Rossi M., Guzzetti F., Reichenbach P., Mondini A.C., Peruccacci S. (2010). *Optimal landslide susceptibility zonation based on multiple forecasts*. Geomorphology, **114**, 129-142.
- Rust B.R. (1972). *Structure and Process in a braided river*. Sedimentology, **18**, 221-245.
- Rust B.R. (1978). *Depositional models for braided alluvium*. In: Miall, A. D. (ed.), Fluvial Sedimentology. Canadian society of Petroleum Geologists, **5**, 605-625.
- Sacco F. (1945). *Geoidrologia del Serino (Acquedotto di Napoli)*. Geofisica pura ed applicata, **5**, 3-4, Milano.
- Saito K. (2003). *Model of alluvial fan development based on channel pattern and gravel size*. Report of Research Project, Grant-in-aid for Scientific Research, 138.
- Saito K., Oguchi T. (2005). *Slope of fans in humid regions of Japan, Taiwan and the Philippines*. Geomorphology **70**, 147-162.
- Santangelo N. (1991). *Evoluzione stratigrafica, geomorfologica e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine Campano Lucano (Italia Meridionale)*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Napoli.
- Santangelo N. (2003). *Indicatori geomorfologici di attività tettonica recente ed influenza sui processi geomorfici*. Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, **16**(1), 27-34.
- Santangelo N, Santo A, Faillace P. (2006). *Valutazione della pericolosità alluvionale delle conoidi del Vallo di Diano (Salerno, Italia meridionale)*. Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, **19**, 3-17.
- Santangelo N., Santo A., Di Crescenzo G., Foscari G., Liuzza V., Sciarrotta S., Scorpio V. (2011). *Flood susceptibility assessment in a highly urbanized alluvial fan: the case of Sala Consilina (southern Italy)*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **11**, 1716, 2011. www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/11/1/2011/. DOI:10.5194/nhess-11-1-2011
- Santo A., Santangelo N., Benedice A., Iovane F. (2002). *Pericolosità connessa a processi alluvionali in aree pedemontane: il caso di Castellamare di Stabia in Penisola Sorrentina*. Il Quaternario, **15**(1), 23-37.
- Scandone P. (1968). *Studi di Geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **76**. 301-469.
- Scheidl C. & Rickenmann D. (2010). *Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans*. Earth Surf Process Landforms **35**, 157-173.

- Schumm S.A. (1960). *The shape of alluvial channels in relation to sediment type*. Geol. Surv. Prof. Pap. (U.S.) **352-B**, 17-30.
- Schumm S.A. (1973). *Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems*. In: Morisawa M. (ed.), *Fluvial Geomorphology-Proceedings of the 4th Annual binghamton*, 299-310.
- Schumm S.A. (1977). *The Fluvial System*. New York, Wiley, 338.
- Scott K.M. (1985). *Lahars and lahar-runout flows in the Tuttle-Cowlitz River System, Mount St. Helens, Washington- origins, behavior and sedimentology*. Geol. Surv. Prof. pap. (U.S.) 750-C, C242-C247.
- Scott K.M. (1988). *Origins, behavior and sedimentology of lahars-runout flows in the Toutle-Cowlitz River System*. U.S. Geol. Surv. Paper **1447-A**, A1-A74.
- Selli R. (1962). *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. Ital., **3**, 737-790.
- Sevink J., Paris S. (1989). *Late Wurmian to Early Holocene Lake deposits and Pyroclastics in the Middle Volturno basin (Caserta province, Italy)*. Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, **2**, 119-123.
- Sgrosso I. (1986). *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino Centro-Meridionale*. Mem. Soc. Geol. Ital., **35**, 203-219.
- Sgrosso I. (1988a). *Nuovi dati biostratigrafici sul Miocene del M.Alpi (Lucania) e conseguenti ipotesi paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 343-351.
- Sgrosso I. (1988b). *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 203-219.
- Sharp R.P. & Nobles L.H. (1953). *Mudflow of 1941 at Wrightwood, southern California*. Geol. Soc. Am. Bull., **64**, 547-560.
- Silva P.G., Harvey A.M., Zazo C., Goy J.L. (1992). *Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentin Depression (Murcia, southeast Spain)*. Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge, **36**(3), 325-341.
- Simons D.B. & Richardson E.V. (1966). *Resistance to flow in alluvial channels*. United States Geological Survey Professional Paper, 422-J, 61.
- Smith N.D. (1974). *Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream*. Journal of Geology, 205-223.
- Smith D.A. (1986). *Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process*. Geol. Soc. Am. Bull., **97**, 1-10.
- Smith G. A., Lowe D. R. (1991). *Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum*. In: Fisher R. V., Smith G. A. (eds.),

- Sedimentation in Volcanic Settings, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, **45**, 60–70.
- 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 Korea*. The Journal of Geology **107**, 111-132.
- Sorriso-Valvo M., Antronico L., La Pera E. (1998). *Controls on fan morphology in Calabria, Southern Italy*. Geomorphology **24**, 169–187.
- Stolz A. & Huggel A. (2008). *Debris flow in the Swiss national Park: the influence of different flow models and varying DEM grid size on modeling results*. Landslides, **5**, 311-319.
- Strahler A.N. (1957). *Quantitative analysis of watershed geomorphology*. American Geophysical Union Transactions, **38**, 913-920.
- Tomita Y. (1951). *On the geomorphological classification of fans in Taiwan (Formosa)*. Journal of Geography (Tokyo) **60**, 2-9.
- Toya H., Machida H., Naito H., Hori N. (1971). *Distribution of alluvial fans in Japan*. In: Yazawa D., Toya H., Kaizuka S. (eds.), Alluvial fans. Kokon Shoin, Tokyo, 97-120.
- Walker R.G.(1975a). *Conglomerate: sedimentary structures and facies models*. In: Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences: SEPM Short Course **2**, 133.161.
- Walker R.G. (1975b). *Generalized facies models for sedimented conglomerates of turbidite association*. Geological Society of America Bulletin, **86**, 737-748.
- Wasson R.J. (1974). *Intersection point deposition alluvial fans: an Australian example*. Geografisk. Annaler, **56**, 83-92.
- Wasson R.J. (1977). *Catchment processes and the evolution of alluvial fans in the lower Derwent Valley, Tasmania*. Zeitsch. Geomorfologie, Supplementband, **21**, 147-168.
- Wells S.G., & Harvey A.M. (1987). *Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest: England*. Geological Society of America Bulletin, **98**, 182-189.
- Welsh A., Davies T. (2010). *Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards*. Landslides. Landslides, **8/2**, 183-194
- Wilford D.J., Sakals M.E., Innes J.L., Sidle R.C., Bergerud W.A. (2004). *Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics*. Landslides, **1**, 61–66.
- Van Dine D.F. (1985). *Debris flow and debris torrents in the southern Canadian Cordillera*. Canadian Geotechnical Journal, **22**, 44-68.
- Van Westen C.J. (2000) *The modelling of landslide hazards using GIS*. Surveys in geophysics, **21/2-3**, 241-255.

- Villani F. & Pierdomonici S. (2010). *Late Quaternary tectonics of the Vallo di Diano basin (Southern Apennines, Italy)*. Quaternary Science reviews, **29**, 3167-3183.
- Viti F. (1858). *Dell'azione amministrativa nella calamità dell'alluvione del 13 sett. 1857*. Con appendice Relazione storica sui provvedimenti adottati nella dolorosa catastrofe del 13 sett. 1857, Napoli, Fibreno.
- Xu J., (1999). *Erosion caused by hyperconcentrated flow on the Loes Plateau of China*. Catena, **36**, 1-19.
- Xu J., (2002). *Implication of relationships among suspended sediment size, water discharge and suspended sediment concentration, the Yellow River basin, China*. Catena, **49**, 289-307.
- Xu J., (2003). *Hyperconcentrated flow in the lower Yellow River as influenced by drainage basin factors*. Zeitschrift fur Geomorphologie, **47**, 393-410.
- Zanchetta G., Sulpizio R., Di Vito M.A., (2004). *The Role of Volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from Southern Campania (Italy)*. Sedimentary Geology **168**, 249-280.
- Zieliski T. (1982). *Contemporary high-emergy flows, their deposits and reference to the outwash depositional model*. Prace Naukowe Uniwersytetu Slaskiego NR 519 Geologia, **6**, 98-110.

Ringraziamenti

Al termine di questi 3 anni desidero ringraziare tutte le persone che ho incontrato lungo il mio percorso.

Il GRAZIE più grande va alla mia tutor, prof.ssa Nicoletta Santangelo per il tempo che mi ha dedicato e per i tanti consigli materni.

Grazie ai co-tutor prof.ssa Paola Romano e prof. Jose Antonio Martín-Fernández per le discussioni ed i contributi, al co-tutor prof. Antonio Santo per gli insegnamenti di campo.

Un grazie speciale va al dott. Valentino Di Donato per il suo aiuto fondamentale per l'analisi statistica; al dott. Giuseppe Di Crescenzo per i consigli ricevuti, specie durante il primo ed il secondo anno; al dott. Fabio Luino per aver scrupolosamente revisionato il testo.

Desidero inoltre ringraziare tutte quelle persone che mi hanno aiutato nella elaborazione dei dati, o che mi hanno semplicemente supportato, in particolare: Lorenzo, Viviana, il dott. Josep Daunis-i-Estadella, il dott. Pietro Aucelli, Carmine, Vito, Gianluigi e Rosaria.

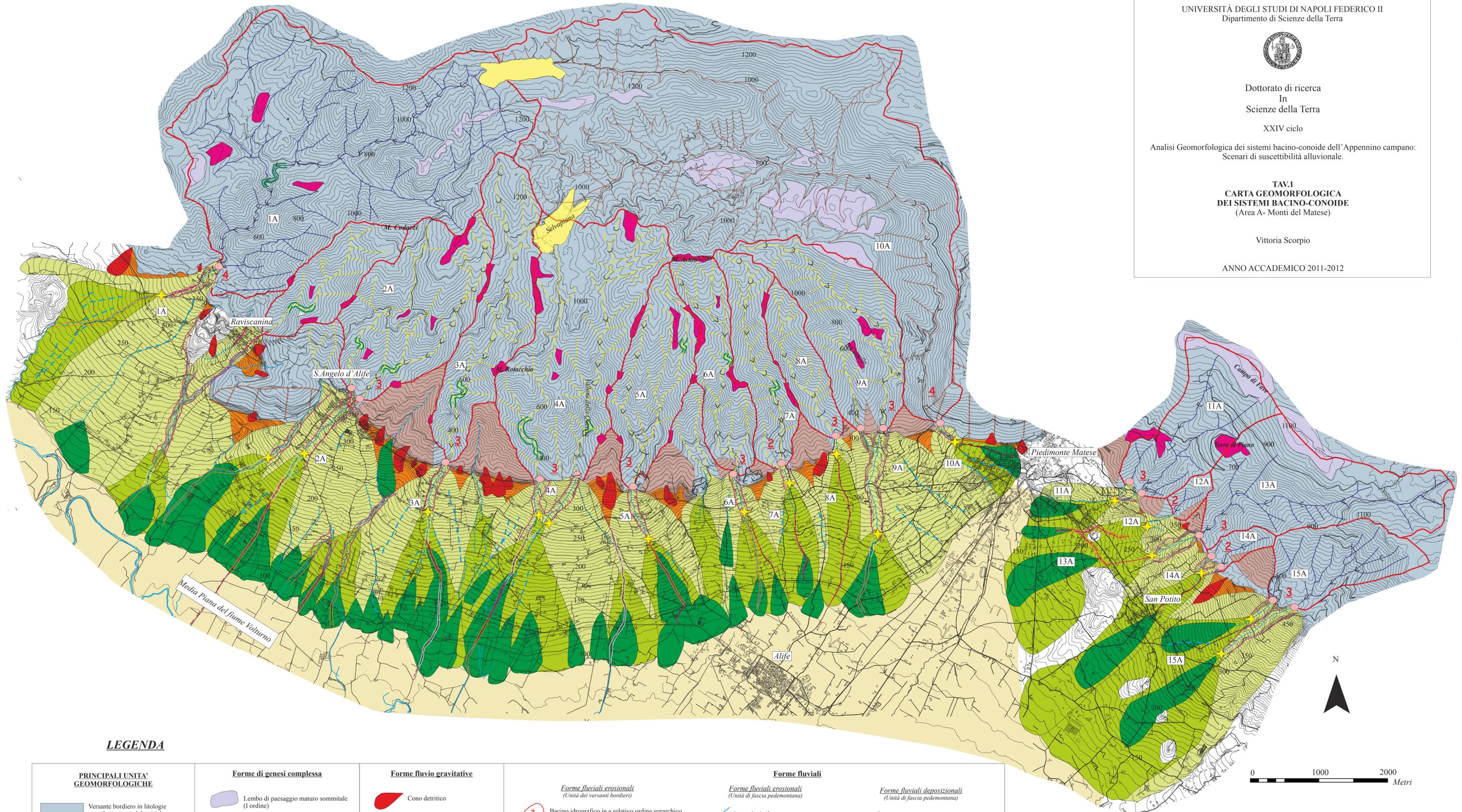
Infine ringrazio la mia famiglia che mi ha dato la giusta serenità per raggiungere questo importante traguardo.



**TAV.1
CARTA GEOMORFOLOGICA
DEI SISTEMI BACINO-COINOIDE
(Area A- Monti del Matese)**

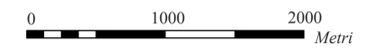
Vittoria Scorpio

ANNO ACCADEMICO 2011-2012



LEGENDA

PRINCIPALI UNITA' GEOMORFOLOGICHE	Forme di genesi complessa	Forme fluvio gravitative	Forme fluviali
Versante bordiero in litologie prevalentemente dolomitiche e con coperture di tipo detritico-colluviali	Lembo di paesaggio maturo sommitale (I ordine)	Cono detritico	<i>Forme fluviali erosionali (Unità di versanti bordieri)</i>
Fascia Pedemontana	Superficie erosionali di II ordine.	Fascia detritico colluviale	Bacino idrografico in e relativo ordine gerarchico (senza Stralder, 1957)
Piana Alluvionale	Forme strutturali	Forme carsiche	Asta principale
	Faccetta triangolare	Campo tettonocarsico	Alveo abbandonato
	Versante di faglia	Forme antropiche	Asta principale tombata o trasformata in strada
	Gomito fluviale o meandro incastrato	Cava	Alveo sistemato con briglie
			Alveo inciso più di 5m (Zona di by-pass)
			Alveo inciso tra 2- 5m
			Alveo inciso meno di 2m.
			<i>Forme fluviali deposizionali (Unità di fascia pedemontana)</i>
			Corpo di conoide di prima generazione (Pleistocene medio-superiore)
			Corpo di conoide di seconda generazione (Pleistocene superiore- Olocene)
			Lobo deposizionale (Olocene- Attuale)
			Apice topografico
			Apice idrografico



Legenda

Forme di genesi complessa

Lembo di paesaggio maturo sommitale

Forme strutturali

Faccetta triangolare
 Cornice litologica

Forme fluvio gravitative

Detrito di versante

Forme antropiche

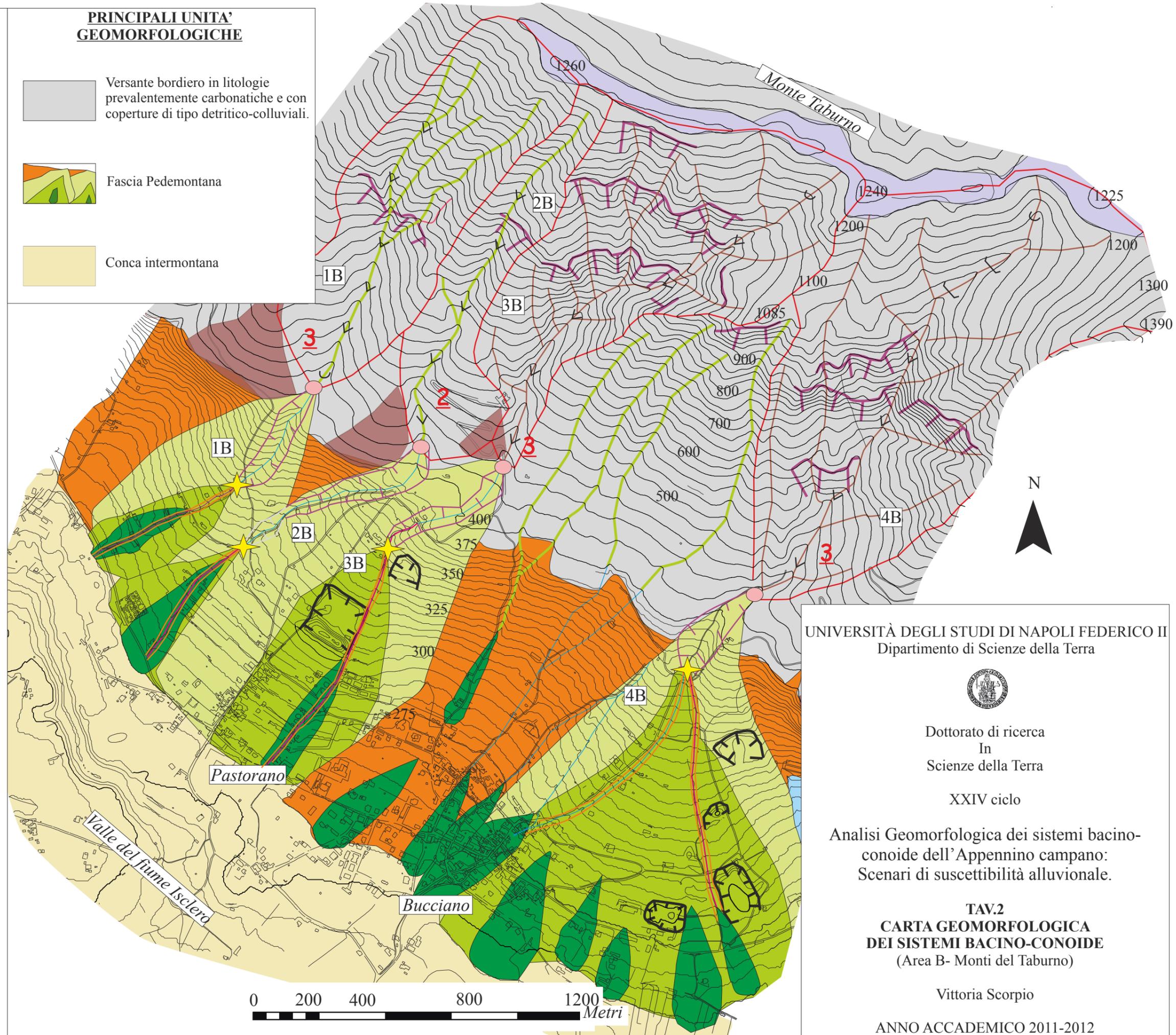
Cava

Forme fluviali

- Bacino idrografico e relativo ordine gerarchico (*sensu Straler, 1957*)
- Alveo a V
- Alveo ad U
- Alveo a fondo piatto
- Pattern sub-dendritico angolato
- Pattern parallelo
- Asta principale
- Asta principale tombata o trasformata in strada
- Alveo inciso più di 5m (Zona di by-pass)
- Alveo inciso tra 2- 5m
- Alveo inciso meno di
- Corpo di conoide di prima generazione (Pleistocene medio-superiore)
- Corpo di conoide di seconda generazione (Pleistocene superiore- Olocene)
- Lobo deposizionale (Olocene-attuale)
- Apice topografico
- Apice idrografico

PRINCIPALI UNITA' GEOMORFOLOGICHE

- Versante bordiero in litologie prevalentemente carbonatiche e con coperture di tipo detritico-colluviali.
- Fascia Pedemontana
- Conca intermontana



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II
Dipartimento di Scienze della Terra



Dottorato di ricerca
In
Scienze della Terra

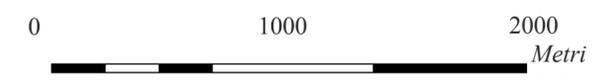
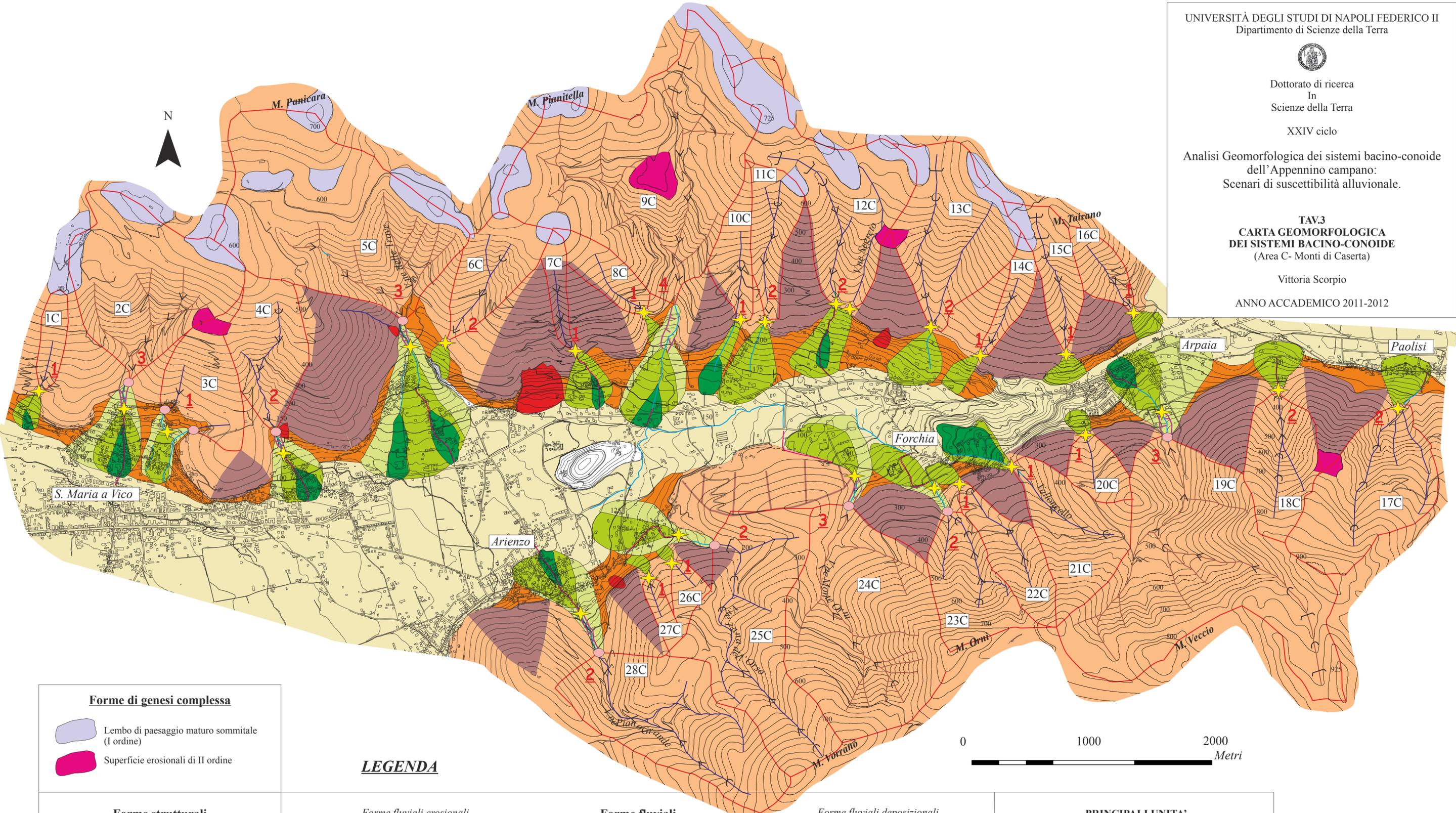
XXIV ciclo

Analisi Geomorfologica dei sistemi bacino-
conoide dell'Appennino campano:
Scenari di suscettibilità alluvionale.

TAV.2
**CARTA GEOMORFOLOGICA
DEI SISTEMI BACINO-CONOIDE**
(Area B- Monti del Taburno)

Vittoria Scorpio

ANNO ACCADEMICO 2011-2012



Forme di genesi complessa

- Lembo di paesaggio maturo sommitale (I ordine)
- Superficie erosionali di II ordine

Forme strutturali

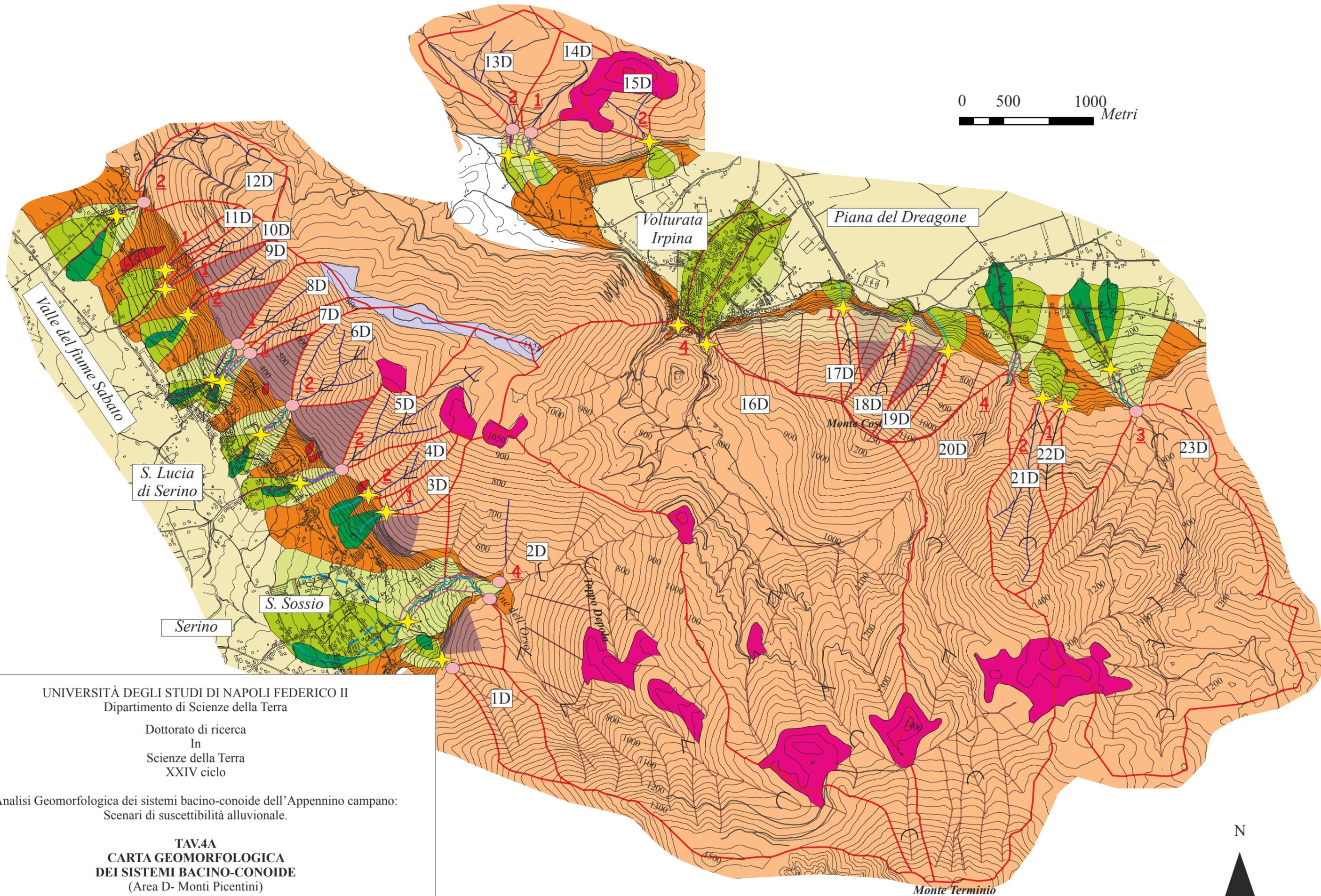
- Faccetta triangolare
- Versante di faglia

Forme fluvio gravitative

- Cono detritico
- Fascia detritico-colluviale

LEGENDA

<p>Forme fluviali erosionali (Unità di dei versanti bordieri)</p> <ul style="list-style-type: none"> Bacino idrografico e relativo ordine gerarchico (sensu Straler, 1957) Alveo a V Alveo ad U Alveo a fondo piatto Pattern sub-dendritico angolato Pattern angolato/angolare 	<p>Forme fluviali (Unità di fascia pedemontana)</p> <ul style="list-style-type: none"> Asta principale non incisa Alveo inciso più di 5m (Zona di by-pass) Asta principale tombata o trasformata in strada 	<p>Forme fluviali deposizionali (Unità di fascia pedemontana)</p> <ul style="list-style-type: none"> Corpo di conoide di prima generazione (Pleistocene superiore) Corpo di conoide di seconda generazione (Olocene) Lobo deposizionale (Olocene-attuale) Apice topografico Apice idrografico 	<p>PRINCIPALI UNITA' GEOMORFOLOGICHE</p> <ul style="list-style-type: none"> Versante bordiero in litologie carbonatiche e con coperture prevalentemente di tipo piroclastico. Fascia Pedemontana Piana Alluvionale
---	---	--	---



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II
Dipartimento di Scienze della Terra

Dottorato di ricerca
In
Scienze della Terra
XXIV ciclo

Analisi Geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dell'Appennino campano:
Scenari di suscettibilità alluvionale.

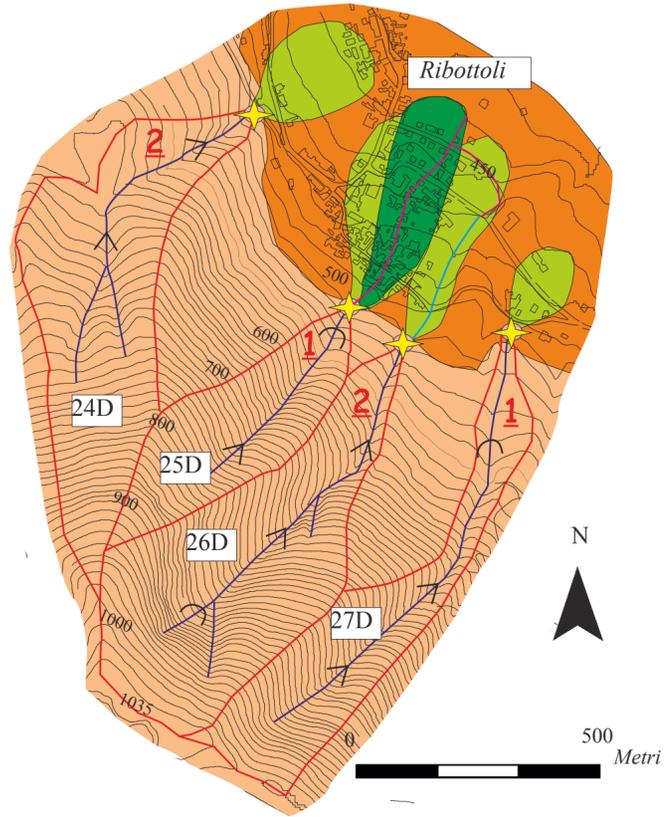
TAV.4A
CARTA GEOMORFOLOGICA
DEI SISTEMI BACINO-CONOIDE
(Area D- Monti Picentini)

Vittoria Scorpio

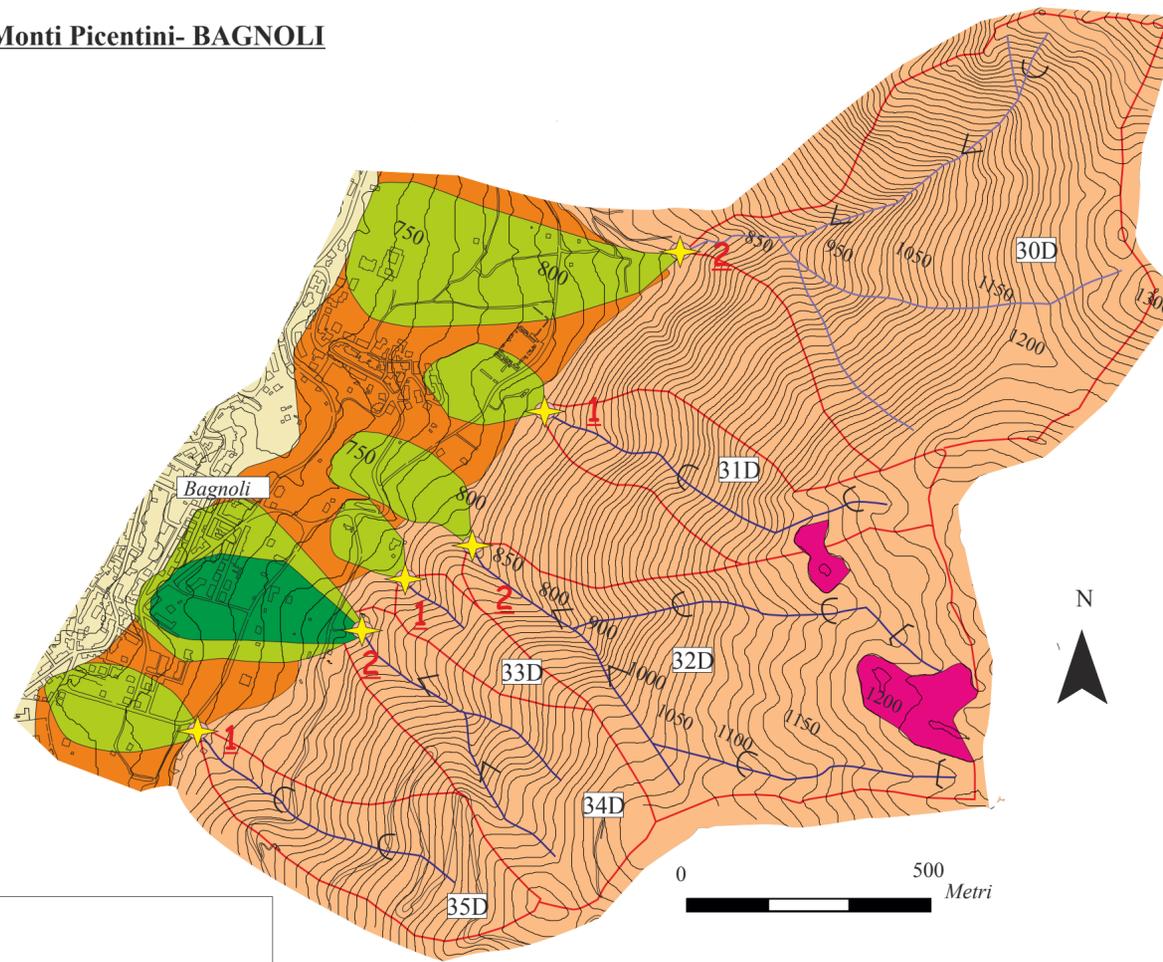
ANNO ACCADEMICO 2011-2012

La legenda di riferimento è riportata nella tavola 4B

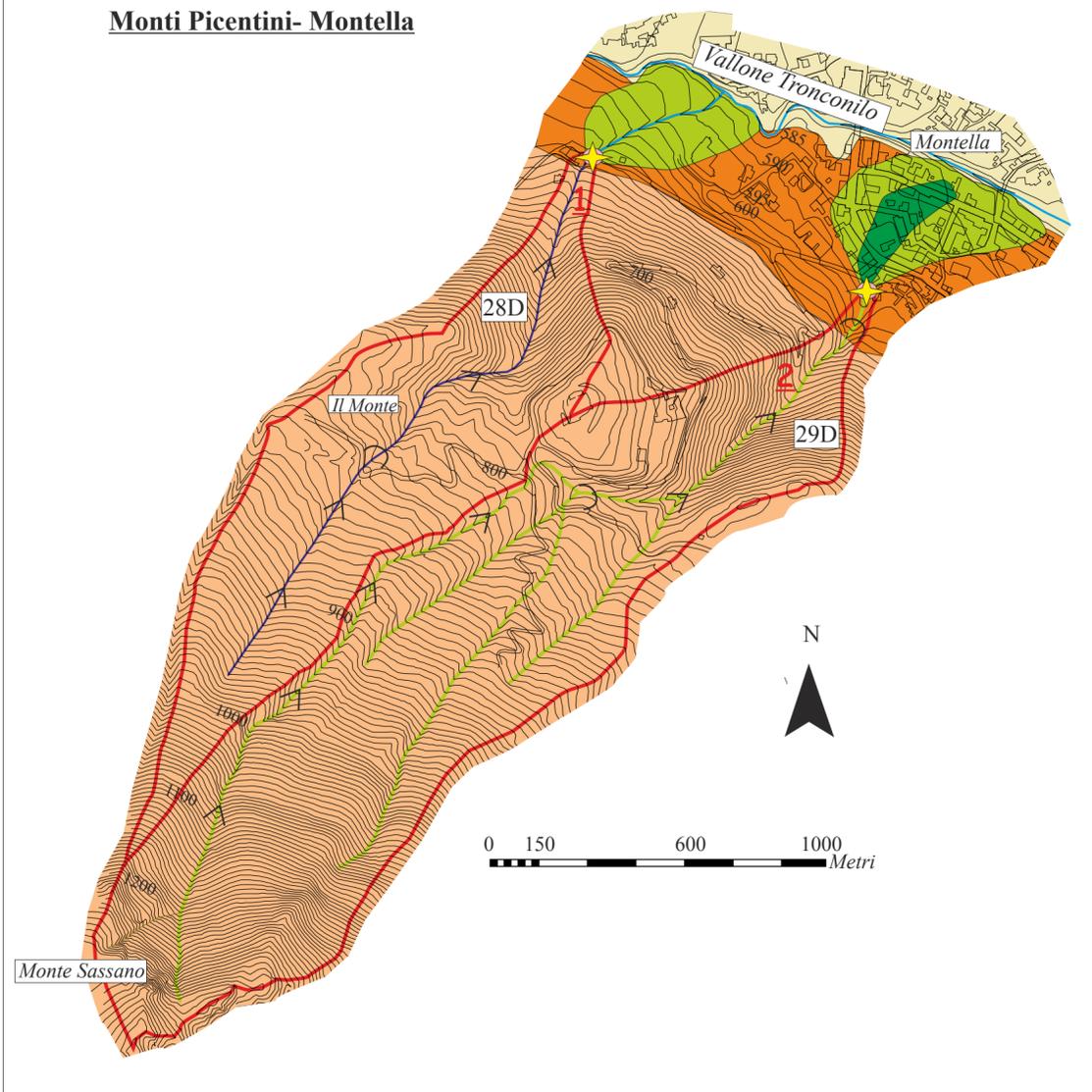
Monti Picentini- Ribottoli



Monti Picentini- BAGNOLI



Monti Picentini- Montella



LEGENDA
(Tavole 4A e 4B)

Forme di genesi complessa

- Lembo di paesaggio maturo sommitale (I ordine)
- Superficie erosionali di II ordine

Forme strutturali

- Faccetta triangolare
- Versante di faglia

Forme fluvio gravitative

- Cono detritico
- Fascia detritico colluviale

Forme fluviali

Forme fluviali erosionali
(Unità di versanti bordieri)

- Bacino idrografico e relativo ordine gerarchico (sensu Straler, 1957)
- Alveo a V
- Alveo ad U
- Alveo a fondo piatto
- Pattern sub-dendritico angolato
- Pattern angolato/angolare

Forme fluviali erosionali
(Unità di fascia pedemontana)

- Asta principale non incisa
- Alveo inciso più di 5m (Zona di by-pass)
- Asta principale tombata o trasformata in strada
- Asta principale tombata o trasformata in strada

Forme fluviali deposizionali
(Unità di fascia pedemontana)

- Corpo di conoide di prima generazione (Pleistocene medio-superiore)
- Corpo di conoide di seconda generazione (Pleistocene superiore-Olocene)
- Lobo deposizionale (Olocene-attuale)
- Apice topografico
- Apice idrografico

PRINCIPALI UNITA' GEOMORFOLOGICHE

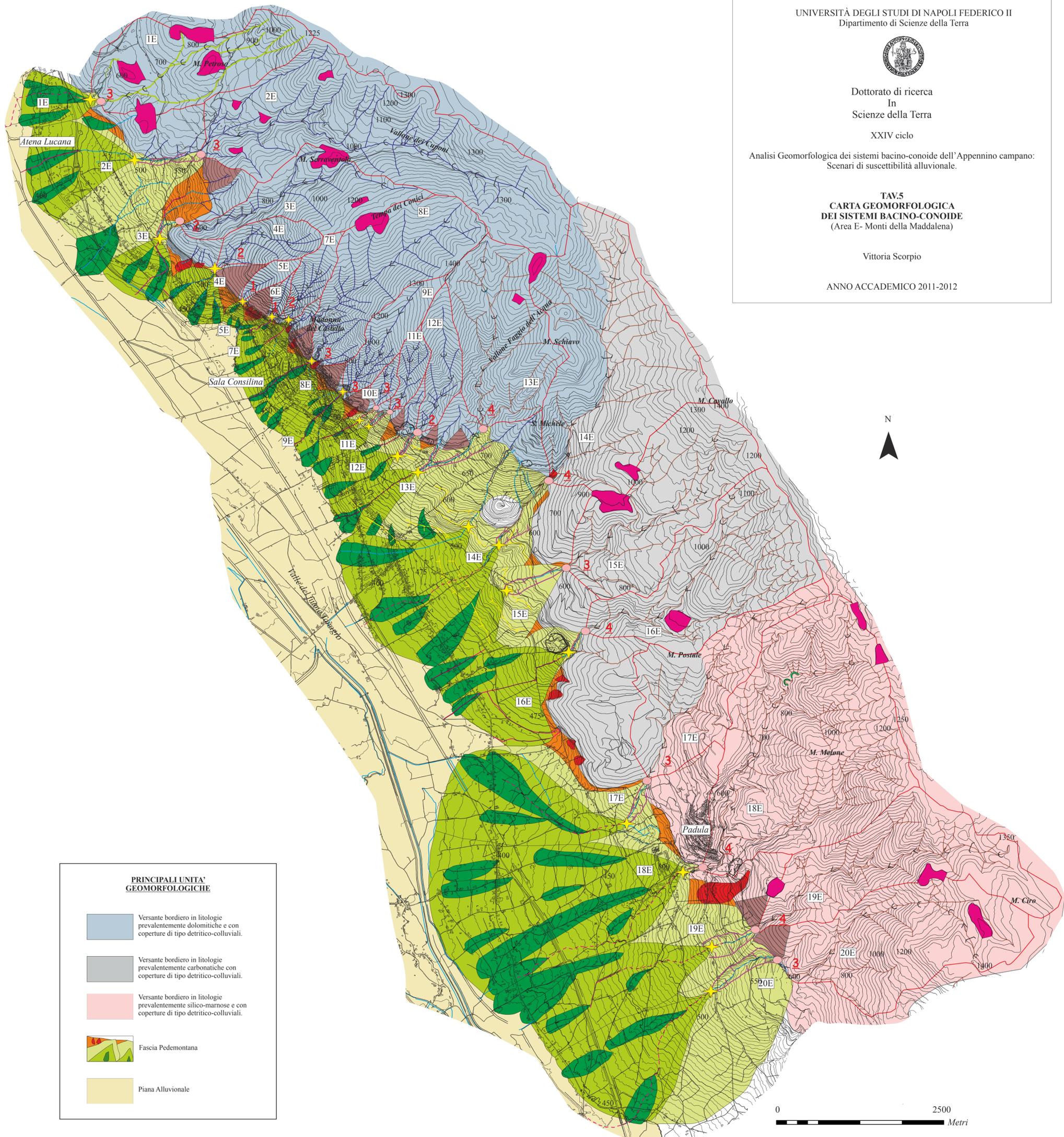
- Versante bordiero in litologie carbonatiche e con coperture prevalentemente di tipo piroclastico.
- Fascia Pedemontana
- Conca intermontana



TAV.5
**CARTA GEOMORFOLOGICA
 DEI SISTEMI BACINO-COINOIDE**
 (Area E- Monti della Maddalena)

Vittoria Scorpio

ANNO ACCADEMICO 2011-2012



PRINCIPALI UNITA' GEOMORFOLOGICHE

- Versante bordiero in litologie prevalentemente dolomitiche e con coperture di tipo detritico-colluviali.
- Versante bordiero in litologie prevalentemente carbonatiche con coperture di tipo detritico-colluviali.
- Versante bordiero in litologie prevalentemente silico-marnose e con coperture di tipo detritico-colluviali.
- Fascia Pedemontana
- Piana Alluvionale

LEGENDA

Forme di genesi complessa

- Superficie erosionali di II ordine.

Forme fluvio gravitative

- Cono detritico
- Fascia detritico-colluviale

Forme strutturali

- Faccetta triangolare
- Versante di faglia
- Scarpata di faglia
- Gomito fluviale o meandro incastrato

Forme antropiche

- Cava

Forme fluviali erosionali
 (Unità di dei versanti bordieri)

- Bacino idrografico in e relativo ordine gerarchico (sensu Strahler, 1957)
- Alveo a V
- Alveo ad U
- Alveo a fondo piatto
- Pattern parallelo
- Pattern angolato/angolare
- Pattern sub-dendritico/angolato

Forme fluviali

Forme fluviali erosionali
 (Unità di fascia pedemontana)

- Asta principale non incisa
- Alveo abbandonato
- Asta principale tombata o trasformata in strada
- Alveo sistemato con briglie
- Alveo inciso più di 5m (Zona di by-pass)

Forme fluviali deposizionali
 (Unità di fascia pedemontana)

- Corpo di conoide di prima generazione (Pleistocene medio-superiore)
- Corpo di conoide di seconda generazione (Pleistocene superiore- Olocene)
- Lobo deposizionale (Olocene- Attuale)
- Apice topografico
- Apice idrografico