

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Controllo morfologico sulla dinamica delle colate
detritiche nel territorio di Cortina d'Ampezzo (BL).

Candidato:
Daniela Ferretti

Relatore:
Prof. Alessandro Simoni

Sessione Marzo 2015
Anno Accademico 2013-2014

INDICE

INTRODUZIONE

1 LE COLATE DETRITICHE (DEBRIS FLOW)	6
1.1 Caratteristiche generali del fenomeno.....	6
1.2 Classificazione e terminologia.....	7
1.3 Caratteristiche geologiche, geomorfologiche e geotecniche.....	11
1.3.1 Aree idonee allo sviluppo delle colate detritiche e aspetti geologici	11
1.3.2 Aspetti geomorfologici	12
1.4 Morfometria dei bacini di colata	14
2 AREA DI STUDIO	16
2.1 Inquadramento geografico.....	16
2.2 Inquadramento geologico	18
2.3 Caratteristiche geomorfologiche dei bacini di colata	23
2.4 Le colate detritiche in area dolomitica, eventi e rischi	26
3 METODI DI ANALISI	29
3.1 La tecnologia LiDAR e il Modello Digitale delle Elevazioni (DEM)	29
3.2 Dati LiDAR e creazione DTM	30
3.3 Estrazione della rete idrografica sintetica	33
3.4 Individuazione punti d’innescio, identificazione bacini di colata e canali attivi	37
3.5 Analisi digitale su base topografica: SPI	39
3.6 Procedura automatica relativa ai punti d’innescio	40
3.7 Densità dei punti d’innescio.....	41
3.8 Creazione mappa dei litotipi affioranti	41
3.9 Dati storici.....	42
4. ANALISI MORFOMETRICA	44
4.1 Parametri geomorfologici	44
4.2 Risultati ottenuti	47
4.2.1 Descrizione morfometrica dei bacini di colata.	48
4.2.2 Confronti morfometrici.....	57
4.2.3 Relazioni tra parametri misurati	58
4.2.4 Indicatori del grado di attività del bacino.....	64

4.3 Analisi statistica	70
4.4 Sintesi e discussione dei risultati.....	72
5. PROCEDURA AUTOMATICA PER INDIVIDUARE LE ZONE D’INNESCO ...	74
5.1 Individuazione dei possibili punti d’innescò delle colate detritiche	74
5.2 Verifiche della procedura automatica	75
5.3 Mappa di densità dei punti d’innescò.....	79
5.4 Sintesi e discussione dei risultati.....	79
6 OSSERVAZIONI CONCLUSIVE	81
ALLEGATO 1	
ALLEGATO 2	
BIBLIOGRAFIA	

INTRODUZIONE

In ambiente alpino le numerose infrastrutture e la popolazione sono continuamente esposte al rischio di colate detritiche che presentano spesso un grande potere distruttivo a causa dell'intensità, la rapidità e la difficile prevedibilità con cui si manifestano. Questi processi torrentizi possono rivelarsi disastrosi: sono fenomeni di movimento di massa costituito da acqua, sedimento e materiale organico di diverse dimensioni, frequenti nei piccoli bacini rocciosi e che possono interessare aree distanti dai siti di innesco coinvolgendo tutto ciò che ostacola il loro percorso da monte a valle. Questo rischio può essere mitigato o addirittura evitato con l'individuazione preliminare delle aste torrentizie potenzialmente soggette a colate detritiche e una corretta pianificazione e gestione territoriale.

Una delle zone maggiormente interessate da questo tipo di dissesto, nel panorama italiano, sono le Dolomiti dove, la presenza di detrito sciolto alla base di ripide pareti rocciose e la tipologia di precipitazioni che si verificano durante il periodo estivo, rappresentano le condizioni ideali per l'innesco di questi fenomeni. In tale contesto le colate sono geomorfologicamente contraddistinte da bacini in roccia di piccole dimensioni, lunghezza del canale che varia in base alla pendenza e alla litologia del luogo e una zona di deposito dove il fluido si arresta e il materiale viene depositato formando dei conoidi.

Le caratteristiche morfologiche generali dei versanti alpini e dei bacini rocciosi ed il loro ruolo come fonte di materiale clastico sono descritti in molti studi. Tuttavia, nonostante l'importanza dei bacini nei processi idrologici e geomorfologici delle sorgenti alpine, è stata posta relativamente poca attenzione ad un'analisi morfometrica di queste aree, alle loro caratteristiche topografiche ed ai loro rapporti con la rete di deflusso.

Questo lavoro si propone di descrivere le principali caratteristiche morfometriche dei bacini rocciosi e dei canali di colata delle Dolomiti (Alpi Italiane Orientali), nel territorio del comune di Cortina d'Ampezzo (BL), osservate tramite un DEM derivato da rilievo LiDAR. La tecnologia LiDAR (Light Detection and Ranging) è un importante strumento di rilievo morfometrico in grado di restituire numerosi dati topografici con elevata precisione. Il LiDAR aerotrasportato rappresenta una tecnica di rilievo innovativa che consente la derivazione di modelli digitali del terreno con un'accuratezza e ad una risoluzione non acquisibili con tecniche tradizionali. Il suo utilizzo come base di dati per le elaborazioni di tipo idrologico e morfologico in ambiente GIS (Sistema Informativo Geografico) offre l'opportunità di una migliore caratterizzazione dei differenti processi agenti sui versanti, soprattutto in aree con copertura vegetale e morfologia complessa. In questo studio è stato creato un DEM implementando il rilievo LiDAR tramite procedura svolta in ambiente GIS. In tale maniera è stato possibile ottenere una rappresentazione digitale della superficie topografica reale con risoluzione a 1 m che permette lo studio approfondito e molto dettagliato della morfologia del territorio alpino. L'intera procedura di creazione DEM, tutta l'analisi di mappe raster morfometriche derivate dalla rappresentazione digitale del terreno, la creazione del reticolo idrografico, l'individuazione dei bacini, l'estrazione dei parametri e l'analisi dei dati, sono state implementate in ambiente GIS. La procedura di analisi, della quale si illustreranno metodi e risultati, è stata applicata al gruppo dolomitico del Cristallo, al monte Cadin, al Pomagagnon, alla Croda rossa e Punta nera presso il comune di Cortina D'Ampezzo. Per questo studio l'attenzione non è stata posta sul singolo bacino ma su una scala spaziale più ampia. In questo caso le zone d'innesco di colata detritica sono state indagate con metodologie quali la fotointerpretazione confrontata con il DEM e la modellazione spazialmente distribuita, una procedura automatica volta ad identificare i possibili punti d'innesco e basata sulla relazione tra pendenza locale e area contribuyente. Tramite i punti d'innesco individuati con fotointerpretazione sono stati estratti i relativi bacini di colata. In principio vengono analizzati e interpretati i parametri morfologici e idrologici che caratterizzano i bacini in roccia e i loro rispettivi canali di

colata tramite istogrammi di frequenza. Successivamente vengono confrontati i parametri più significativi attraverso l'uso di grafici a dispersione (scatter plot). Nello studio è stata posta particolare attenzione soprattutto a quei bacini considerati attivi tramite la raccolta di fonti storiche, con l'obiettivo di analizzare dettagliatamente i parametri morfometrici che risultano essere direttamente legati all'attività dei bacini.

1 LE COLATE DETRITICHE (DEBRIS FLOW)

1.1 CARATTERISTICHE GENERALI DEL FENOMENO

Una colata di detrito è una miscela di acqua, sedimenti scarsamente selezionati e altro detrito che si muove per gravità ad elevata velocità (Iverson, 1997a). Nel particolare i debris flow sono miscele estremamente mobili di sedimento poco classato ad elevata concentrazione e generalmente caratterizzate da un piccolo quantitativo di frazione argillosa. Questo tipo di fenomeno può svilupparsi sia su versanti (debris flow non canalizzati) che all'interno di incisioni più o meno profonde (debris flow canalizzati). Comunemente si generano in qualsiasi luogo dove vi siano le condizioni che ne favoriscano l'innescò: presenza di detrito sciolto, precipitazioni brevi ma intense, bacini con tempi di corrivazione ridotti, pendenze medie elevate ($>20^\circ$) e presenza di zone di possibile propagazione (incisioni, conoidi o falde detritiche, ecc.). I materiali solidi possono costituire fino al 90% (80% sabbia e ghiaia, 10% limo e pochissima argilla) in peso della massa fluida, quindi l'acqua occupa una percentuale molto piccola della massa totale. Le principali caratteristiche delle colate detritiche sono descritte in tabella 1:

Parametro	Range di valori
Velocità	da 0,5m/s a 20m/s (media: 3-4 m/s)
Densità	1,8-2 g/cm ³
Volume	da qualche centinaio al milione di m ³
Altezza del fronte	1-10 m
Durata	da qualche minuto all'ora
Granulometria	dall'argilla a blocchi di svariati m ³

Tab. 1: caratteristiche dei debris-flow.

L'acqua è l'elemento determinante per l'innescò di una colata detritica. Questo è causato generalmente dall'improvvisa saturazione di una massa di materiale granulare sciolto che, sotto l'effetto della gravità e per l'immediato aumento delle pressioni interstiziali, che generano una diminuzione delle resistenze prevalentemente attritive tra i granuli, scivola verso valle sotto forma di colata, inglobando lungo il suo percorso il materiale presente sul letto o sulle sponde del canale. L'apporto quasi istantaneo di grandi quantitativi d'acqua può essere dovuto a: precipitazioni brevi ma intense (temporali estivi), rapida fusione di nevai o ghiacciai, topografia convergente o condizioni idrologiche convergenti, ruscellamento superficiale, sbarramento temporaneo di un corso d'acqua o sollecitazioni dinamiche quali sismi ed esplosioni.

Tuttavia, dato il comportamento pulsante (Kean et al., 2013) che caratterizza le colate detritiche e la possibilità da parte delle stesse di inglobare più o meno materiale fine, si distinguono fluidi a diversa reologia durante lo stesso evento a seconda dell'eterogeneità del materiale granulare e in particolare della presenza in peso di materiale fine, della viscosità del fluido interstiziale, della quantità d'acqua presente. Il carattere pulsante, inoltre, comporta la creazione di più fronti di avanzamento di forma lobata. Le colate detritiche, infatti, sono fenomeni fortemente non stazionari e, spesso, danno luogo a "ondate" successive (Iverson, 1997a).

La sezione caratteristica di un debris flow in movimento (fig. 1) evidenzia la presenza di un fronte, parzialmente saturo, dove si concentrano i sedimenti con granulometria maggiore (rigid plug) (Iverson, 1997a; Costa, 1984); una parte centrale estremamente eterogenea granulometricamente, costituita dal fluido viscoso interstiziale (acqua e frazione fine) e da materiale grossolano (ghiaia, ciottoli, blocchi) e una coda sottile nella quale le concentrazioni solide sono notevolmente ridotte.

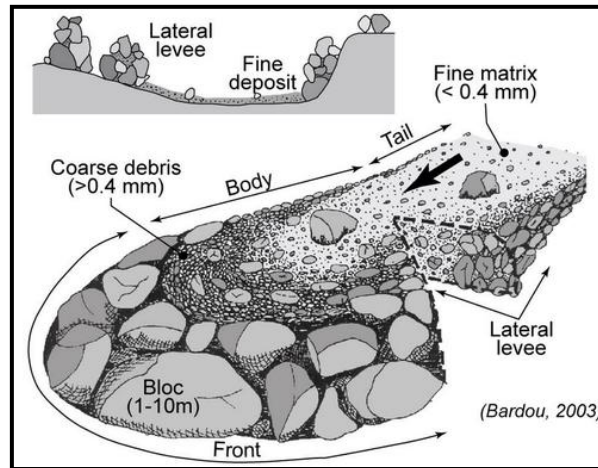


Fig. 1: sezione trasversale e vista in pianta di debris flow. Da notare il materiale più grossolano sul fronte e ai lati.

Generalmente il percorso di una colata detritica è suddiviso in tre zone con caratteristiche topografiche, geologiche e geomorfologiche differenti: un'area di innesco posta alla chiusura di un piccolo bacino di alimentazione dove l'erosione prevale sulla deposizione, un'area di trasporto caratterizzata dalla presenza di canali di scorrimento con erosione pari al deposito e un'area di deposizione a bassa pendenza dove si genera la forma d'accumulo caratteristica, ovvero la conoide di deiezione.

Nella sezione trasversale (fig. 1) di un debris flow si osserva spesso la presenza di argini laterali (Costa, 1984). Questi si formano comunemente quando la colata detritica esce dal suo confinamento laterale, durante la tracimazione, e nel momento in cui va a depositarsi su conoidi alluvionali e aree a bassa pendenza (Iverson, 2003). Dopo il passaggio della colata, possono essere visibili, all'interno dei canali, caratteristici depositi terrazzati appoggiati sulle sponde.

1.2 CLASSIFICAZIONE E TERMINOLOGIA

Le colate detritiche, dal punto di vista classificativo, vengono considerate come fenomeno franoso. Le classificazioni proposte da diversi autori sono molte, ma di seguito, saranno citate solo le più significative.

Secondo Varnes (1978), le colate detritiche o debris-flow sono movimenti di massa rapidi, indotti dalla gravità, di miscele di solidi granulari, acqua e aria, che si muovono come un fluido viscoso. Egli elaborò il più noto e conosciuto sistema di classificazione dei fenomeni franosi basato semplicemente su due elementi discriminanti: il tipo di materiale coinvolto e il tipo di movimento attraverso il quale questo materiale viene mobilitato. Quest'ultima caratteristica permette di inquadrare i debris-flow nel campo delle colate, mentre il tipo di materiale coinvolto, ossia detrito sciolto, consente di identificare questi fenomeni come flussi di detrito (tab. 2).

<u>Tipo di movimento</u>		<u>Tipo di materiale</u>		
		rocce	detrito	terreni fini
crolli (<i>falls</i>)		crolli di roccia	crolli di detrito	crolli di terra
ribaltamenti (<i>topples</i>)		ribaltamento di roccia	ribaltamento di detrito	ribaltamento di terra
scorrimenti (<i>slides</i>)	rotazionali	scorrimento rotazionale di roccia	scorrimento rotazionale di detrito	scorrimento rotazionale di terra
	traslazionali	scorrimento traslazionale di roccia	scorrimento traslazionale di detrito	scorrimento traslazionale di terra
espandimenti laterali (<i>lateral spreads</i>)		espandimenti laterali di roccia	espandimenti laterali di detrito	espandimenti laterali di terra
flussi (<i>flows</i>)		flussi di roccia	flussi di detrito	flussi di terra
frane complesse/composite (<i>complex</i>)		combinazione di 2 o più tipi nello spazio e/o nel tempo		

Tab.2: classificazione delle frane secondo Varnes (1978).

Tale classificazione è inoltre arricchita da indicazioni sulla velocità dei movimenti che può essere messa in relazione con il danno prodotto (tab. 3). È facile notare come delle sette classi di movimento, solo la prima “frane estremamente lente” non è caratterizzata da significativi danni alle strutture. Inoltre, per le classi da 1 a 3 “frane lente” sono possibili lavori di rinforzo e di stabilizzazione del pendio. Per le classi da 5 a 7, invece, non solo sono possibili danni alle strutture ma è messa in pericolo la vita umana. I debris flow appartengono alla settima classe, vengono considerati quindi fenomeni estremamente rapidi.

Classe di velocità	Descrizione	Danni osservabili	Velocità tipiche
1	Estremamente lente	Costruzione di edifici possibile	< 16 mm/anno
2	Molto lente	Alcune strutture permanenti possono non essere danneggiate dal movimento	16 mm/anno
3	Lente	Possibilità di intraprendere lavori di rinforzo e di restauro durante il movimento	1.6 m/anno
4	Moderate	Alcune strutture temporanee e poco danneggiabili possono essere mantenute	13 m/mese
5	Rapide	Distruzione di strutture, immobili ed installazioni permanenti	1.8 m/h
6	Molto rapide	Velocità troppo elevata per permettere l'evacuazione delle persone	3 m/min
7	Estremamente rapide	Edifici distrutti per l'impatto del materiale spostato. Fuga impossibile	5 m/sec

Tab.3: scala di intensità delle frane (Cruden e Varnes, 1996).

Innes (1983) propone una classificazione nella quale si suddividono le colate in quattro categorie in funzione del volume depositato in conoide, definendo debris flow di media grandezza quelli che depositano volumi superiori a 1000 m³ e di eccezionale grandezza quelli che superano i 100000 m³.

Un'altra classificazione che, rispetto alla precedente, considera solamente i flussi sediment/acqua all'interno di canali e quindi è relativa alle caratteristiche reologiche del fenomeno, venne proposta da Costa nel 1984. In questo caso viene classificato il flusso in

funzione dei parametri fisici che lo caratterizzano come densità, frazione solida, tipo di fluido, tipo di depositi e resistenza (tab. 4).

Flusso	Fraz.solida (% in peso)	Densità (t/m ³)	Resistenza (Pa)	Tipo di fluido	Tipo di deposito
Flusso d'acqua	1-40	1,01-1,3	<10	Newtoniano	Classati, stratificati
Flusso iperconcentrato	40-70	1,3-1,8	10-20	Appross. Newtoniano	Poco classati, debolmente stratificati
Debris flow	70-90	1,8-2,6	>20	Visco-plastico	Argini e lobi di detrito poco classato

Tab. 4: classificazione reologica di flussi sedimento/acqua, Costa (1984).

Essa però non considera il contenuto in matrice fine dei debris-flow, diversamente da quanto fatto da Nemeč e Steel (1984), che ne hanno tenuto conto riconoscendo la sua influenza nel definire le caratteristiche reologiche e, conseguentemente, le modalità di propagazione e arresto delle colate. Oltre a questo parametro viene considerato anche il tipo di flusso e il comportamento fisico-meccanico dello stesso (tab. 5).

Rheological flow behaviour	Flow type		Main sediment support mechanism
Fluid	Fluidal flow	turbidity current	fluid turbulence
		fluidized sediment flow	escaping pore fluid(full support)
		liquefied sediment flow	escaping pore fluid (partial support)
Plastic	Debris flow	cohesionless debris flow end member grainflow	frictional matrix strength (dispersive pressure)
		cohesive debris flow end member: mud flow	cohesive matrix strength (matrix density)

Tab. 5: classificazione di Nemeč & Steel (1984).

Un'utile e semplice guida per l'identificazione delle diverse tipologie di movimento di massa è quella proposta da Hungr et al. (2001). Gli autori hanno creato una classificazione di facile utilizzo, con un numero relativamente basso di classi, che arricchisce le vecchie classificazioni con le nuove terminologie ormai entrate nel linguaggio comune di tecnici e specialisti pur mantenendo i concetti chiave che caratterizzano tali fenomeni. I criteri adottati in questa classificazione sono i meccanismi del movimento, le proprietà del materiale trasportato, la velocità di movimento e altre caratteristiche come il volume dell'evento, il contenuto d'acqua, la relazione tra il contenuto d'acqua e gli indici di plasticità. Hungr et al. (2001) individuano dieci classi che sono riassunte in tabella 6.

Material	Water Content	Special Condition	Velocity	Name
Silt, Sand, Gravel, Debris	Dry, moist or saturated	- no excess pore-pressure - limited volume	Various	<i>Non-liquified sand (silt, gravel, debris) flow</i>
Silt, Sand, Debris, Weak rock	Saturated at rupture surface content	- liquifiable material - constant water	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Sand (silt, debris, rock) flow slide</i>
Sensitive clay	At or above liquid limit	- liquefaction <i>in situ</i> - constant water content	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Clay flow slide</i>
Peat	saturated	- excess pore-pressure	Slow to Very Rapid (1.6 m/year to 3 m/min)	<i>Peat flow</i>
Clay or Earth	Near plastic limit	- slow movements - plug flow (sliding)	< Rapid (< 1.8 m/hr)	<i>Earth flow</i>
Debris	saturated	- established channel - increased water content	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Debris flow</i>
Mud	At or above liquid limit	- fine-grained debris flow	> Very Rapid (> 0.05 m/s)	<i>Mud flow</i>
Debris	free water present	- flood	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Debris flood</i>
Debris	partly or fully saturated	- no established channel - relatively shallow - steep source	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Debris avalanche</i>
Fragmented rock	various, mainly dry	- intact rock at source - large volume	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Rock avalanche</i>

Tab. 6: Classificazione dei movimenti di massa secondo Hungr et al. (2001).

Hungr et al., (2001) individuano i debris flow come flussi, veloci o estremamente veloci (da 1 a 20 m/s), di detriti saturi che formano una miscela non plastica che si muove lungo canali ripidi. La caratteristica chiave di un debris flow è la presenza di un canale, o di un'incisione topografica, che mantiene confinato il flusso nella fase di trasporto. La presenza di un percorso lateralmente confinato è importante in quanto il canale, raccogliendo l'acqua proveniente da deflusso superficiale, aumenta il contenuto idrico della colata, formando una miscela satura. Inoltre, favorisce e facilita la caratteristica suddivisione longitudinale (fig. 1) e la formazione di un gradiente inverso nella distribuzione verticale dei clasti che vede i massi di maggiori dimensioni trasportati nella parte più superficiale del flusso (Costa, 1984). Il risultato di questo comportamento è la formazione di picchi di portata delle colate detritiche che possono superare fortemente i corrispondenti picchi generati da piene liquide. Questo conferisce all'evento un elevato potere distruttivo.

1.3 CARATTERISTICHE GEOLOGICHE, GEOMORFOLOGICHE E GEOTECNICHE

1.3.1 Aree idonee allo sviluppo delle colate detritiche e aspetti geologici

I requisiti di base richiesti perché si verifichi un evento di debris flow in un'area sono: pendenza accentuata, sufficiente volume di materiale detritico sciolto e relativamente facile da mobilizzare, e abbondante presenza d'acqua. Queste caratteristiche si riscontrano in zone montuose come le Alpi, dove i conoidi e le falde sottostanti a ripide pareti rocciose sedimentarie sono l'ambiente ideale per l'innescò (fig. 2). La presenza, a monte dei conoidi, di bacini in roccia di dimensioni limitate (qualche km²) e con tempo di corrivazione molto breve garantisce l'apporto d'acqua necessario per l'innescarsi del fenomeno al verificarsi di precipitazioni intense. Il materiale sottostante alle pareti rocciose può essere interessato da fenomeni di colata che si possono diffondere sia in canali preesistenti che in pendii non vegetati costituiti da ghiaia, ciottoli e blocchi. Il susseguirsi nel tempo degli eventi di colata genera strutture sedimentarie che si sovrappongono e si intersecano all'interno dei conoidi deposizionali.



Fig. 2: accumuli detritici ai piedi delle pareti rocciose.

Debris flow con innescò in ambiente sedimentario vengono descritti da Coe et al. (2008) e Kean et al. (2013) in Colorado. Il bacino Chalk Cliffs infatti è costituito da due principali tipi di materiale di versante: roccia a vista (scogliere sedimentarie di color bianco, molto fratturate) e detrito sciolto.

I fenomeni di colata detritica possono innescarsi in ambienti differenti, anche non carbonatici, come nel caso di Sarno dove si innescano in depositi piroclastici (Costa & Dal Negro, 2003) oppure in depositi granitici come in Canada (Wilford et al., 2004) o in ambiente metamorfico come succede nelle zone composte da scisti in Nuova Zelanda (de Scally et al., 2010).

Secondo Coe et al. (2008) il deflusso, l'erosione, e il trasporto di sedimenti sono meccanismi importanti per l'avvio di flussi di detriti dai bacini in tutto il mondo. Le condizioni idrologiche che portano all'innescò di colate detritiche possono variare notevolmente: tutto dipende dal reticolo delle precipitazioni e dai tipi di terreno, ma anche dalla topografia e dalla morfologia del substrato roccioso sottostante il suolo. L'innescò può avvenire per frana o per erosione di sedimenti di fondo canale da deflusso superficiale

e può coinvolgere terreni di natura molto differente (dai calcari, alle vulcaniti, ai metamorfici, ecc.). I processi di iniziazione, e le implicazioni di pericolo per debris flow generati da erosione sono differenti da colate detritiche innescate dalla mobilitazione di frane (Iverson et al, 1997) e sono molto meno studiati e compresi (Tognacca e Bezzola, 1997; Berti e Simoni, 2005).

Le condizioni favorevoli ad un innesco per frana superficiale sono date dalla presenza di materiale ad elevata pendenza, da un versante con coltre di alterazione su bedrock (materiale scarsamente selezionato con scheletro sabbioso, ghiaioso) e presenza di vegetazione. In questo caso avviene uno scorrimento traslativo della coltre che successivamente si trasforma (avviene la liquefazione) diventando una frana. Questo avviene perché dopo un certo tempo di precipitazioni il materiale si satura, aumenta la pressione dei pori e non avviene il ruscellamento superficiale, il detrito quindi raggiunge la rottura senza la presenza di acqua in superficie. Secondo Iverson et al. (1997) la maggior parte delle frane che si mobilita in colate detritiche sono innescate dall'aumento della pressioni dei pori dell'acqua associata a piogge, neve e flussi di acque sotterranee. Nella maggior parte dei casi comunque l'innesco è dovuto a forti eventi di precipitazione. Ad esempio Costa e Del Negro (2003) analizzano gli avvenimenti accaduti nell'Appennino campano nel 1998, dove per la maggior parte dei fenomeni di colata la superficie di scorrimento è all'interno delle coperture piroclastiche, generalmente alla base di uno strato di pomice, ed associano l'innesco alle sole precipitazioni escludendo il bisogno di un flusso di acque sotterranee, dalla roccia sottostante verso la copertura piroclastica, per l'avvio del processo. I debris flow con innesco per frana superficiale sono fenomeni diffusi, ma poco frequenti, avvengono soprattutto nelle zone tropicali (centro America, Taiwan).

Nel caso di innesco per erosione di fondo canale, il detrito viene eroso dall'acqua e incorporato granulo per granulo nel flusso. Nel dettaglio, all'interno di un canale il cui letto è composto da detrito scarsamente selezionato derivante dal continuo franare del materiale a monte, quando arriva l'acqua (acqua di ruscellamento del canale), essa inizia ad erodere e il materiale eroso satura il flusso. In questo caso il flusso non si satura con la sola acqua delle precipitazioni, ma viene convogliata l'acqua di tutto il bacino in roccia. Tali fenomeni sono concentrati in particolari luoghi, ma sono molto frequenti. L'innesco di debris flow per erosione dovuto alle forze idrodinamiche che agiscono sulla superficie del detrito sciolto posto nel canale è confermato da numerosi studi (Berti & Simoni, 2005; Kean et al., 2013, Coe et al., 2008). In questi casi perché avvengano flussi di detriti le precipitazioni devono avere intensità superiore a 0.3 mm/min e durata superiore a 20 min (Berti & Simoni, 2005).

1.3.2 Aspetti geomorfologici

Dal punto di vista geomorfologico, all'interno di un debris flow si riconoscono tre zone caratteristiche (fig. 3):

1. Zona di innesco o sorgente;
2. Zona di trasporto o di propagazione;
3. Zona di accumulo o di deposito.

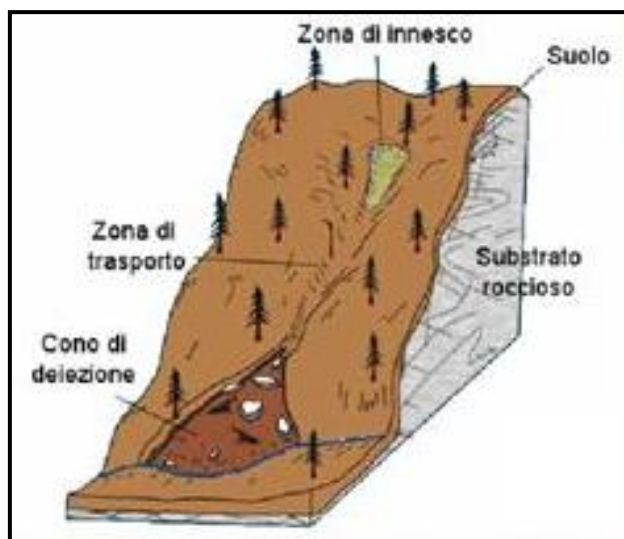


Fig. 3: schema rappresentante gli aspetti morfologici caratteristici di una colata detritica.

1. Zona di innesco: si trova alla chiusura di bacini in roccia i quali presentano pendenze anche superiori ai 30° . L'erosione è attiva e prevale sull'abbondante quantità di detrito sciolto che può essere mobilizzato da piogge intense di breve durata. La copertura vegetale è scarsa o assente (fig. 4a);
2. Zona di trasporto: zona in cui la colata inizia a scorrere, dove l'erosione e la deposizione sono circa bilanciate. Consiste generalmente in un canale dove passa il flusso che si arricchisce di materiale a differente litologia, erodendo sia il fondo che le sponde. La vegetazione dipende dallo stato di attività del conoide ma in genere è scarsa, le pendenze vanno dai 15° ai 35° (fig. 4b). Localmente si hanno anche accumuli e presenza di uno o più canali e argini di scorrimento con la possibilità per la colata di attraversare e inglobare formazioni litologiche differenti .
3. Zona di accumulo o di deposito: è la zona più a valle dove i processi di deposizione prevalgono sui processi erosivi. La copertura vegetale è presente in alternanza ad accumuli recenti, le pendenze sono basse (sull'ordine dei 3° - 15° - fig. 4c). La deposizione avviene prevalentemente in ammassi di forma lobata che non presentano strutture denotanti selezione granulometrica tipiche dei conoidi alluvionali.

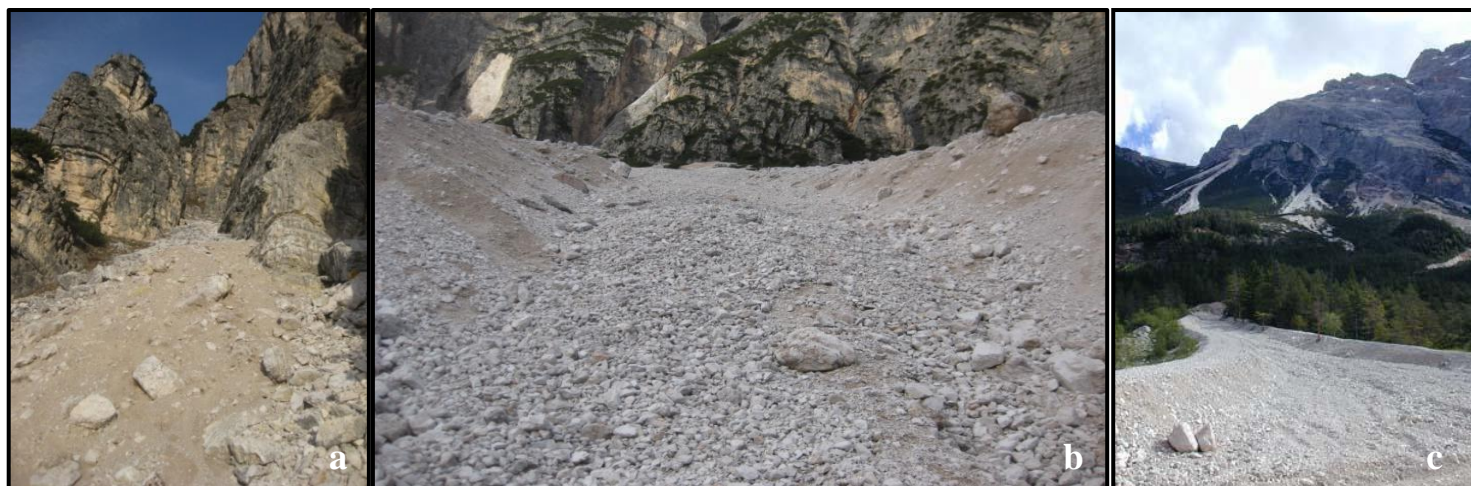


Fig. 4: zona di innesco(a), zona di trasporto(b) e di accumulo(c) di un debris-flow.

I canali presentano, in sezione trasversale al flusso, una forma a “V” delimitata dagli argini del canale stesso costituiti da materiale grossolano deposto dalla colata in movimento. Per quanto riguarda la morfologia dei depositi di colata (fig. 5), essi presentano in pianta una forma lobata caratteristica, mentre in sezione trasversale al flusso, assumono forma “ellittica”. I depositi non hanno stratificazioni interne, sono molto eterogenei granulometricamente, contengono blocchi anche metrici e presentano gradazione inversa. Il cono detritico è la forma deposizionale più frequentemente associata ai debris flow.

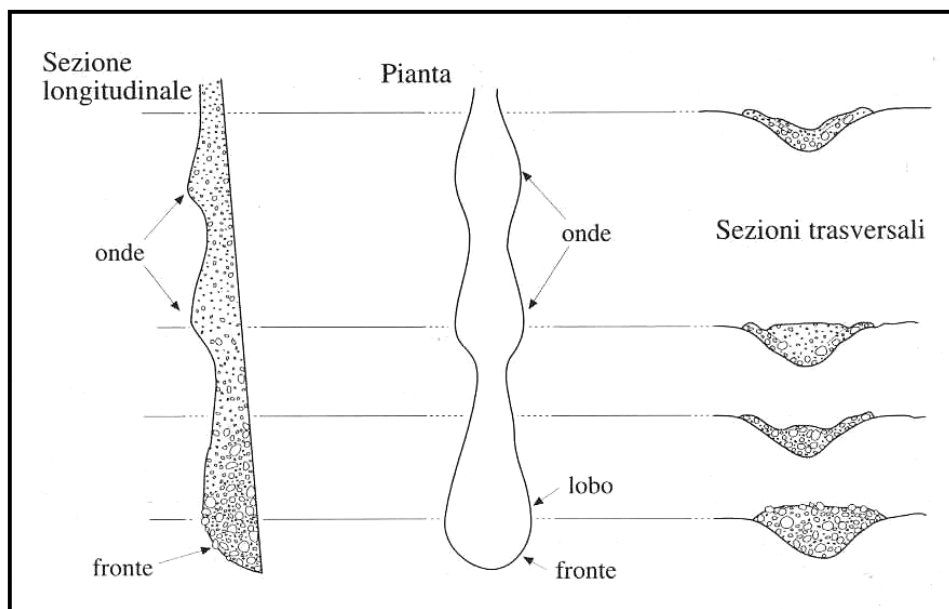


Fig. 5: sezione longitudinale, trasversale e vista in pianta di un canale e di un deposito di colata.

1.4 MORFOMETRIA DEI BACINI DI COLATA

Le colate detritiche e i processi fluviali sono generalmente responsabili della formazione di conoidi deposizionali al termine di piccoli bacini tributari nelle regioni di montagna. I conoidi più piccoli e ripidi sono generati da colate, mentre quelli grandi e meno pendenti sono di solito costruiti interamente da normali processi fluviali. Poiché ogni processo è associato a un differente grado di pericolosità è importante analizzare e comprendere le caratteristiche peculiari della tipologia di fenomeno atteso sul versante. Solo a partire dagli anni '70 sono stati svolti studi approfonditi sui processi di debris flow e su come essi differiscono dai processi fluviali. Ciò è stato sviluppato, per i processi che si innescano negli ambienti umidi di montagna, da numerosi autori in letteratura (Pierson, 1980a, b, 1981; Innes, 1983; Johnson & Rodine, 1984; Van Dine, 1985; Davies et al., 1992; Jakob & Bovis, 1996; Cenderelli & Kite, 1998; Bovis & Jakob, 1999; de Scally et al., 2001; Hungr et al. 2001; Van Dine & Bovis, 2002; de Scally & Owens, 2004, 2010; Wilford et al., 2004; Jakob & Hungr, 2005).

L'individuazione dei conoidi, che possono essere raggiunti da colate detritiche, è di fondamentale importanza per la valutazione della pericolosità, in quanto i debris flow sono classificati come fenomeni estremamente veloci e quindi molto distruttivi (Hungr et al. 2001). Lo studio della mitigazione del pericolo si basa sul riconoscimento dei punti di innesco di questi fenomeni, esso può essere svolto tramite fotointerpretazione e modelli digitali di elevazione del terreno, oppure tramite identificazione con metodi GIS attraverso procedure automatiche (Montgomery et al., 1993; Lorente et al., 2002; He et al., 2003;

Dalla Fontana & Marchi, 2003; Marchi & Dalla Fontana, 2005; Rowbotham et al., 2005; Cavalli & Grisotto, 2006; Santos et al., 2006; Cavalli, 2009; Ferrato, 2009; Vianello et al., 2009).

I primi studi basati sul controllo dei parametri morfometrici dei detriti-flow risalgono a Jakob e Bovis (1996). Gli studi più recenti hanno identificato con successo l'uso dell'analisi morfometrica come controllo dei parametri peculiari di tali fenomeni (Calvache et al., 1997; Sorriso-Valvo et al., 1998; Bovis & Jacob, 1999; de Scally et al., 2001; de Scally & Owens, 2004, 2010; Wilford et al., 2004). Alcuni autori includono, nel controllo dei parametri relativi ai processi di colata, variabili relative come la disponibilità di sedimenti nel bacino, la struttura geologica e litologia, la presenza di frane e ghiacciai, copertura vegetale e uso del suolo (Jackson et al., 1987; Jakob & Bovis, 1996; Calvache et al., 1997; Sorriso-Valvo et al., 1998; Bovis & Jakob, 1999; Wilford et al., 2004; de Scally et al., 2010).

È noto che l'analisi morfometrica per l'identificazione del pericolo di debris flow su conoidi, fornisce solo una valutazione iniziale che ha bisogno di essere supportata da fotografie aeree o dati storici delle colate detritiche, ed informazioni sulla presenza di sedimenti nel bacino. Nelle prime fasi di pianificazione dello sviluppo, i rischi da processi idrogeologici e l'analisi dei parametri morfologici possono essere identificati con modelli semplici attraverso l'uso di parametri derivati piuttosto che da dati di campo.

In principio furono Jackson et al. (1987) ha utilizzare l'indice di Melton (rilievo bacino diviso per la radice quadrata dell'area del bacino) (Melton, 1957) per differenziare processi alluvionali e flussi detritici. Successivamente vari studi hanno preso in considerazione questo indice, riscontrando soglie con valori differenti in base alla morfologia e alla litologia del territorio analizzato (Jackson et al. 1987; Bovis & Jakob, 1999; de Scally et al., 2001, de Scally & Owens, 2004; Wilford et al., 2004; de Scally et al., 2010).

L'elevation relief ratio, che descrive l'evoluzione dei bacini, è stato derivato da Pike & Wilson nel 1997, essi hanno dimostrato che il risultato ottenuto da tale rapporto è matematicamente analogo al più complesso integrale ipsometrico di Strahler (1952). Tale parametro è ben noto e ampiamente utilizzato come strumento per l'analisi dello stato del bacino, che è un'importante caratteristica per comprendere la dinamica e l'evoluzione futura del bacino (Mark, 1975; Miller et al., 1990; Cohen et al., 2008; Marchi et al., 2014). Diversi studi hanno analizzato l'influenza di vari fattori sull'elevation relief ratio, come la forma o la dimensione della rete di drenaggio dei bacini (Willgoose & Hancock, 1998; Marchi et al., 2014). I bacini in roccia sono una caratteristica tipica di paesaggi alpini e l'analisi ipsometrica può confrontare efficacemente le sorgenti rocciose con diverse caratteristiche geologiche e morfologiche, e può fornire spunti utili sull'assetto idrologico e i processi di trasporto dei sedimenti. La complessità delle relazioni tra ipsometria e scala spaziale di analisi non è sorprendente a causa dell'accuratezza e della risoluzione del modello digitale analizzato, le varietà litologiche, le forme geostrutturali e il clima, che mostrano un'elevata variabilità nei diversi luoghi. La disponibilità di modelli digitali del terreno ad alta risoluzione e l'uso di efficaci strumenti geomorfometrici rappresentano un'opportunità per l'analisi dei bacini con dimensioni limitate e morfologie complesse.

2 AREA DI STUDIO

2.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il comune di Cortina d'Ampezzo presenta una superficie di 254,4 km². Cortina, in provincia di Belluno (Veneto), è situata al centro della Conca d'Ampezzo, nell'alta Valle del Boite, che è stato il bacino terminale di un antico ghiacciaio quaternario, ed è posizionata tra il Cadore (a sud) e la Val Pusteria (a nord), la Val d'Ansiei (ad est) e l'Alto Agordino (ad ovest). L'abitato è circondato a 360° dalle Dolomiti Ampezzane, facenti parte della sottosezione delle Dolomiti di Sesto, di Braies e d'Ampezzo, nelle Alpi Orientali. Le coordinate U.T. M. del comune di Cortina sono: N 5157300 m E 280175 m 33T.



Fig. 6: ubicazione geografica del comune di Cortina.

L'area di studio dei bacini delle colate detritiche è situata nella parte orientale rispetto al centro abitato e comprende parte del gruppo delle Dolomiti Ampezzane. L'area analizzata tramite DEM ha una superficie pari a 41,44 km². Il territorio di studio varia d'altitudine da un minimo di 1044 m a un massimo di 3220 m, e si estende sulla sinistra orografica del torrente Boite. In tale area sono state selezionate 4 zone caratterizzate da un'abbondante presenza di bacini, che sono rappresentati come gruppi 1, 2, 3 e 4 in figura 7.

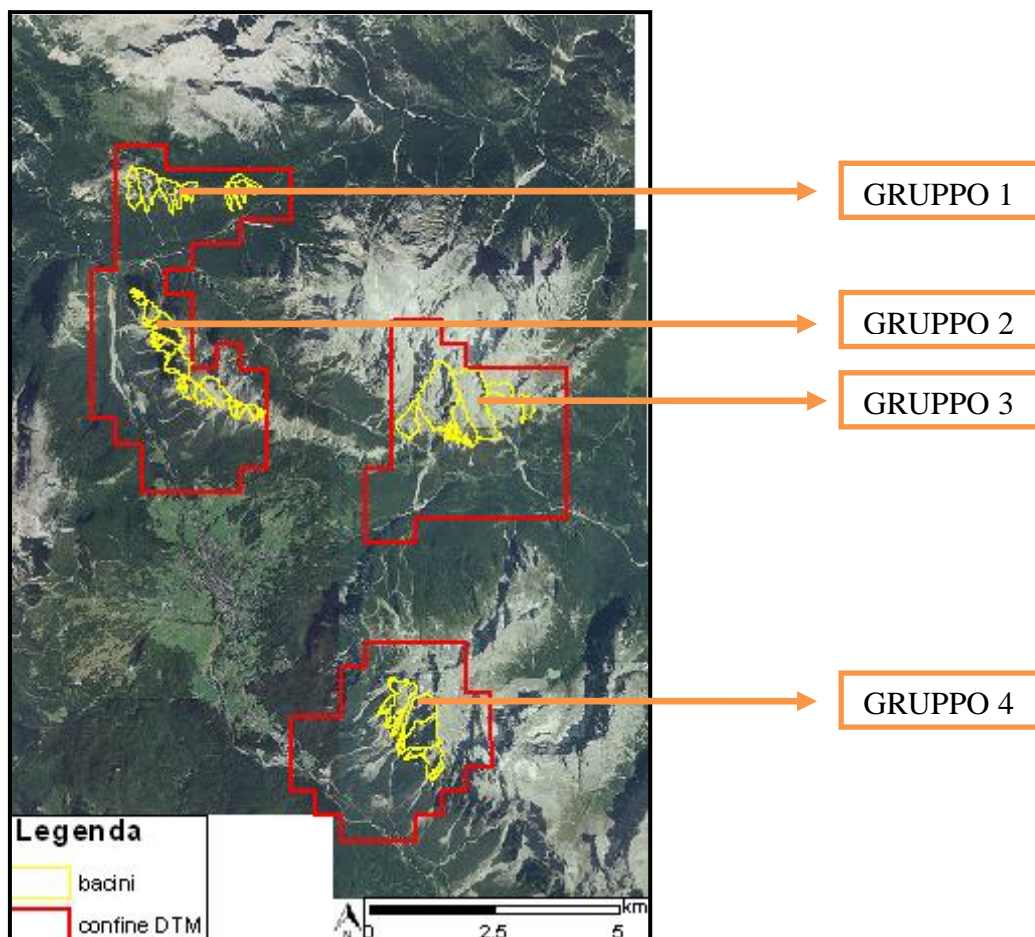


Fig. 7: ubicazione geografica dei gruppi.

L'area è ripartita in tale maniera: la prima zona è costituita dal Monte Cadin, la seconda riguarda il Pomagagnon, la terza il Monte Cristallo, mentre la quarta zona è situata presso la Croda Rossa e Punta Nera. Nello specifico i bacini compresi nel gruppo 1 si estendono per un'area di circa 839973.76 m², la quota varia da 1547m a 2366 m s.l.m. e sono caratterizzati da un valore di pendenza media del 44.33%. Questa zona è posta a nord rispetto all'abitato di Cortina d'Ampezzo, è attraversata dal Rio d'Ancona ed è parte del Parco Naturale Regionale delle Dolomiti d'Ampezzo. Il gruppo 2 ricopre un'area di circa 1179741.25 m², l'altimetria varia da 1482m a 2449 m s.l.m. ed è caratterizzato da un valore di pendenza media del 56,91%. Le colate detritiche del Pomagagnon si innescano sul versante occidentale e si propagano verso il Torrente Boite. La zona del Monte Cristallo comprende il gruppo 3, formato da bacini di colata che ricoprono circa 2181657.04 m², con una quota compresa tra 1856 m e i 3220 m s.l.m. e un valore di pendenza media del 46.26%. Questa zona, oltre a far parte del Parco Naturale Regionale delle Dolomiti d'Ampezzo, è caratterizzata dalla presenza del Ghiacciaio del Cristallo e dal facile innesco di valanghe di neve. Le colate detritiche in quest'area percorrono il versante dal ghiacciaio verso il Passo di Tre Croci. Il gruppo 4 si estende per un'area di circa 1258562.06 m² con una pendenza media del 48.41% ed una quota che va dai 1497 m ai 2846 m s.l.m..

Nel territorio il paesaggio è molto vario, si sviluppa con l'alternanza di imponenti testate rocciose, falde detritiche, aree di conoide, praterie e pascoli in alta quota e in mezzo a questo spettacolo naturale sono ben visibili numerosi bacini dolomitici. Le motivazioni che hanno spinto a scegliere quest'area di studio sono state, oltre alla morfologia dei bacini dolomitici che si presta facilmente a tali fenomeni, la storicità e la numerosità di inneschi dei processi di debris flow nel territorio.

La vegetazione è formata principalmente da boschi di conifere fino ai 1900 m, composti per la maggior parte da abete rosso (*Picea abies*), e in maniera sporadica da abete bianco (*Abies alba*) e pino silvestre (*Pinus sylvestris*). Oltre i 2000 m sono presenti larici (*Larix decidua*) e pini cimbri (*Pinus cembra*), mentre, a latitudini maggiori, vaste aree sono coperte da radure di pino mugo (*Pinus mugo*). Per quanto riguarda la copertura vegetale delle scogliere di Dolomia Principale, queste sono completamente non vegetate.

La quasi totalità delle acque del bacino idrografico della valle risulta affluire nel torrente Boite, il maggiore del territorio comunale per portata idrica e per lunghezza del corso. Di modestissime dimensioni sono invece i laghetti alpini, a causa dell'accentuata acclività dei versanti e dell'alta permeabilità delle rocce dolomitiche. Piccoli ghiacciai di modeste superfici si nascondono invece nei recessi più freddi e ombrosi del gruppo del Cristallo, a quote comprese tra i 2800 ed i 3200 m d'altitudine.

Le precipitazioni annue, a causa del clima intermedio fra quello oceanico, che è tipico della zona subalpina, e quello continentale, tipico delle vallate alpine più interne e riparate, con estati fresche e brevi ed inverni assai lunghi e rigidi, si aggirano attorno ad una media di 1100 mm d'acqua all'anno, con punte massime nei mesi estivi di Giugno e Luglio e minime nel mese di Febbraio. Le nevicate maggiori sono presenti da Ottobre-Novembre ad Aprile. La media annuale isoterma di 0°C è a circa 2400 m di altitudine.

2.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area dolomitica fa parte del settore sud-orientale della catena alpina e rappresenta una zona con caratteristiche molto particolari che la differenziano dal resto delle Alpi.

L'area di studio è situata nelle Dolomiti che sono descritte, da un punto di vista strutturale, come una grande struttura pop-up dell'era Neogene che è stata profondamente influenzata dalla preesistente tettonica e dalle strutture sedimentarie (Marchi et al., 2014). Le Dolomiti sono limitate a nord dalla Linea Insubrica, che delimita il passaggio dalle Alpi del Sud a quelle del Nord, e a sud dalla Linea Valsugana, che è un sovrascorrimento del Neogene. L'orogenesi delle Dolomiti è quanto mai complessa e prolungata nel tempo. La maggior parte delle rocce che ne costituiscono l'articolata stratigrafia si formarono nell'arco temporale compreso tra la fine del Paleozoico (Permiano) e la fine del Mesozoico (Cretacico), più di 150 Ma fa. Le formazioni geologiche principali presenti all'interno dell'area di studio sono di chiara origine sedimentaria. Le scogliere e i banchi calcareo-dolomitici formatisi durante i periodi Triassico (250-200 Ma) e Giurassico (200-145 Ma) insieme ai sedimenti di bacino depositatisi lateralmente agli stessi e ai materiali che li hanno ricoperti fino al Miocene, durante l'orogenesi alpina (fase neoalpina, Miocene Sup.-Pliocene, 10-2 Ma), sono stati risparmiati dai processi metamorfici che invece hanno interessato gran parte dell'arco alpino a nord e ad ovest del lineamento Insubrico (fig. 8) (Neri et al., 2013).

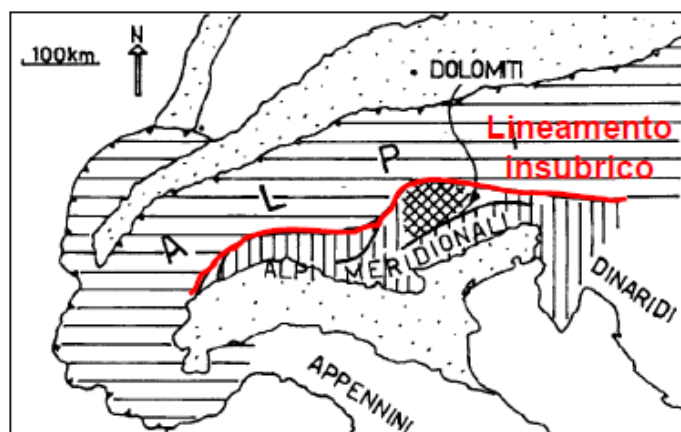


Fig. 8: inquadramento tettonico: è ben evidente la separazione tra le Alpi meridionali risparmiata dal metamorfismo alpino e il resto della catena. Separazione delineata dal lineamento Insubrico.

L'erosione glaciale, particolarmente attiva nel pleistocene (1,8 Ma -10000 a), ha asportato gran parte dei materiali depositi in milioni di anni da processi di varia natura "risparmiando" le scogliere calcareo-dolomitiche, più rigide e meno erodibili rispetto ai sedimenti contermini. Ritiratesi le lingue glaciali, le valli ormai spoglie, sono state riempite negli ultimi 10000 anni da materiali di diversa origine (alluvioni, frane, depositi glaciali) generando così la conformazione topografica attuale.

Le formazioni geologiche presenti nell'area di studio, dalla più recente alla più antica, sono le seguenti:

- **SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO – PTG:**

i sedimenti che compongono questo gruppo si sono formati dopo l'estinzione (locale) dei processi glaciali a partire dall'intervallo finale del Pleistocene superiore, fino ai giorni nostri. Questi depositi quaternari sono formati essenzialmente da materiale granulare (da blocchi metrici a limi e argille) depositatosi in conoidi e falde detritiche alla base delle pareti rocciose a seguito di processi di disaggregazione delle litologie presenti e trasportati a distanze ridotte dal luogo di origine da colate o da fenomeni di trasporto selettivo. Essi ricoprono i pendii alla base delle pendici rocciose fino ad arrivare all'alveo del fiume Boite (fig. 9).



Fig. 9: depositi quaternari di versante erosi dal canale di colata.

- **SINTEMA DEL PIAVE - PVI:**

formazione risalente al Pleistocene composta da diamicton massivi con clasti arrotondati o subarrotondati, levigati e talora striati, immersi in una matrice di limo argilloso o sabbioso-limoso con clasti da subangolosi a subarrotondati. Clasti generalmente moderati alterati e a composizione petrografica eterogenea.

- **GRUPPO DEI CALCARI GRIGI – CG:**

tale unità carbonatica, formatasi tra il Retico e il Pleinsbachiano, ricopre la Dolomia Principale. Questa unità è costituita prevalentemente da calcari micritici

color grigio chiaro e calcareniti oolitico bioclastiche, fittamente stratificati e a volte con sottili strati marnosi, organizzati in cicli peritidali. La parte inferiore, non separabile litostratigraficamente dal resto dell'unità, è caratterizzata da livelli a coralli e grandi megalodonti e dicerocardidi (calcare di Dachstein). Lo spessore varia dai 450 ai 550 m.

▪ ***DOLOMIA PRINCIPALE – DPR:***

la formazione ha uno spessore che varia dai 500 ai 1000 m, si è formata tra il Carnico e il Retico ed è prevalentemente costituita da dolomie di colore chiaro, da grigie a bianche, ben stratificate depositatesi in ambiente tidale. Si alternano ciclicamente livelli a stratificazione più sottile, che possono presentare evidenze di esposizione subaerea più o meno prolungata sotto forma di mud-cracks e piccoli tepee. Le associazioni fossili della Dolomia Principale sono prevalentemente rappresentate da bivalvi (megalodonti) e gasteropodi.



Fig. 10: pareti rocciose della formazione della dolomia principale.

▪ ***FORMAZIONE DI TRAVENANZES – TVZ (Formazione di Raibl):***

l'unità, formatasi durante il Carnico, è caratterizzata da frequenti variazioni laterali di facies imputabili a tettonica distensiva sin-sedimentaria. La formazione è costituita in prevalenza da peliti e marne varicolori (verdi, rosse, violette, grigie) alternate a dolomie bianche afanitiche ed a subordinate arenarie e conglomerati (nella parte inferiore della formazione). Nella parte medio-alta sono presenti localmente intervalli a gessi laminati e dolomie cariate. L'assenza di fossili e di strutture deposizionali fa presumere, come interpretazione ambientale, che si tratti di depositi di piana costiera, dominati dalle peliti, in cui i livelli carbonatici rappresenterebbero il record delle ingressioni marine. Verso l'alto, nei calcari (dolomie) si alternano livelli decimetrici bioturbati, talora fossiliferi (megalodonti) e livelli stromatolitici. Lo spessore varia dai 2 ai 150 m.



Fig. 11: affioramenti della formazione di Raibl.

- **FORMAZIONE DI HEILIGKREUZ – HKS** (Formazione di Dürrenstein):
 la formazione, del Carnico (julico-tuvalico), registra una successione di eventi deposizionali piuttosto complessa, in cui probabilmente hanno giocato un ruolo significativo le variazioni climatiche, con l'alternanza di episodi di clima umido o, al contrario, semiarido. Nell'area in esame questa unità presenta una considerevole variabilità laterale e verticale e lo spessore raggiunge i 160 m.
 La successione standard include, dal basso verso l'alto i seguenti termini:
 - intervallo basale dello spessore di 15-20 m costituito prevalentemente da peliti scure contenenti faune a bassissima diversità, con Unionites, rari gasteropodi e micro gasteropodi, ostracodi, considerate indicative di ambienti salmastri o al limite del dolciacquicolo;
 - 1-2 m di spessore dove prevalgono calcari chiari in strati decimetrici alternati a quantità variabili di peliti e marne in riduzione verso l'alto;
 - segue un intervallo essenzialmente dolomitico, di spessore variabile da zero ad alcune decine di metri, in banchi massicci bioturbati nella parte inferiore, ben stratificato;
 - segue una successione costituita da arenarie, peliti, calcareniti ibride, subordinati conglomerati con clasti di basamento ma anche carbonatici. Le litologie più grossolane formano corpi da submetrici a metrici, e presentano strutture deposizionali sia da onda che da corrente;
 - l'unità di tetto della formazione è costituita da calcareniti ibride, prevalentemente oolitico-bioclastiche, con considerevole frazione terrigena grossolana in gran parte rappresentata da quarzo, dolomie arenacee, arenarie con cemento carbonatico.

- **FORMAZIONE DI SAN CASSIANO – SCS:**
 formazione caratterizzata dall'alternanza di peliti e marne di colore grigio e nerastro con calcari micritici e calcareniti oolitico-bioclastiche torbiditiche; e nella parte inferiore media della formazione frequenti litareniti vulcanodetritiche. I fossili presenti sono: ammonoidi, bivalvi, gasteropodi, echinidi, crinoidi. Lo spessore varia da 60 a 500 m e si è formata tra il Ladinico superiore e il Carnico inferiore.

Dal punto di vista geo-meccanico, le rocce più resistenti appartengono alla formazione di Heiligkreuz. Le rocce delle altre formazioni sono più deboli, si manifestano con pendii più dolci, forte deformazione e diffusa presenza di frane (Neri et al., 2013).

Le condizioni geologiche e geomorfologiche particolarmente consone all'innesco di colate detritiche e la disponibilità di dati topografici ad alta risoluzione sono stati i criteri per la selezione delle aree di studio. La caratteristica che accomuna le quattro aree è la diffusa presenza di affioramenti rocciosi nudi, che formano pareti verticali o subverticali e hanno pendenze strettamente connesse alle loro caratteristiche geomeccaniche. Questi pendii rocciosi sono caratterizzati da ripidi canali, che corrispondono spesso a linee di frattura e faglie. Gli accumuli di ghiaioni ai piedi dei canali sono causati da vari processi geomorfologici, i quali includono: caduta massi, valanghe di neve, colate detritiche e deflusso canalizzato da canali di monte (Marchi et al., 2008).

L'area considerata, è coperta da cartografia morfometrica e geomorfologica non molto dettagliata, nell'inquadramento geografico, in figura 12, è visibile uno stralcio ricavato dal foglio 29 della Carta Geologica d'Italia con scala 1:50000.

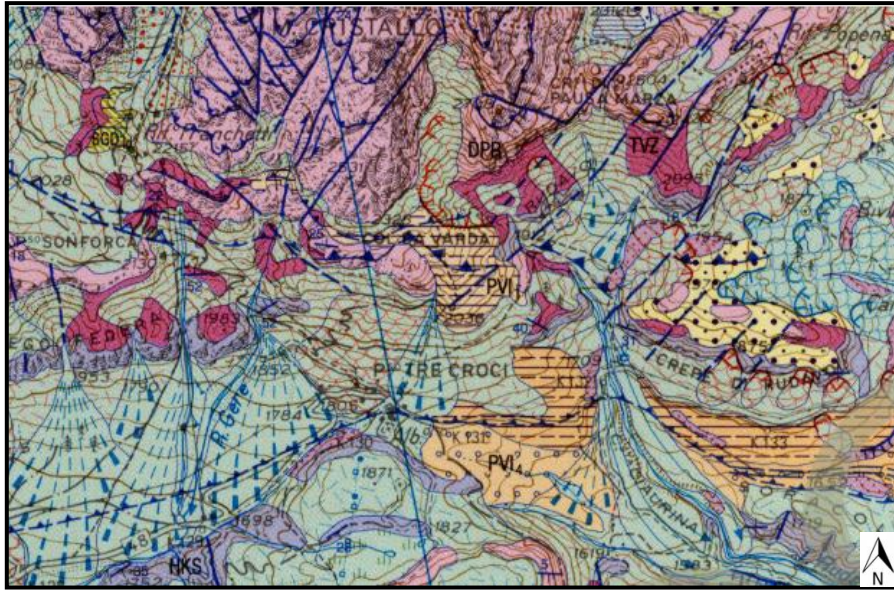


Fig. 12: stralcio del foglio 29 della carta geologica d'Italia 1:50000, nel particolare si possono notare i grandi canali detritici del Rio Gere, del Passo Tre Croci e del Rudavoi.

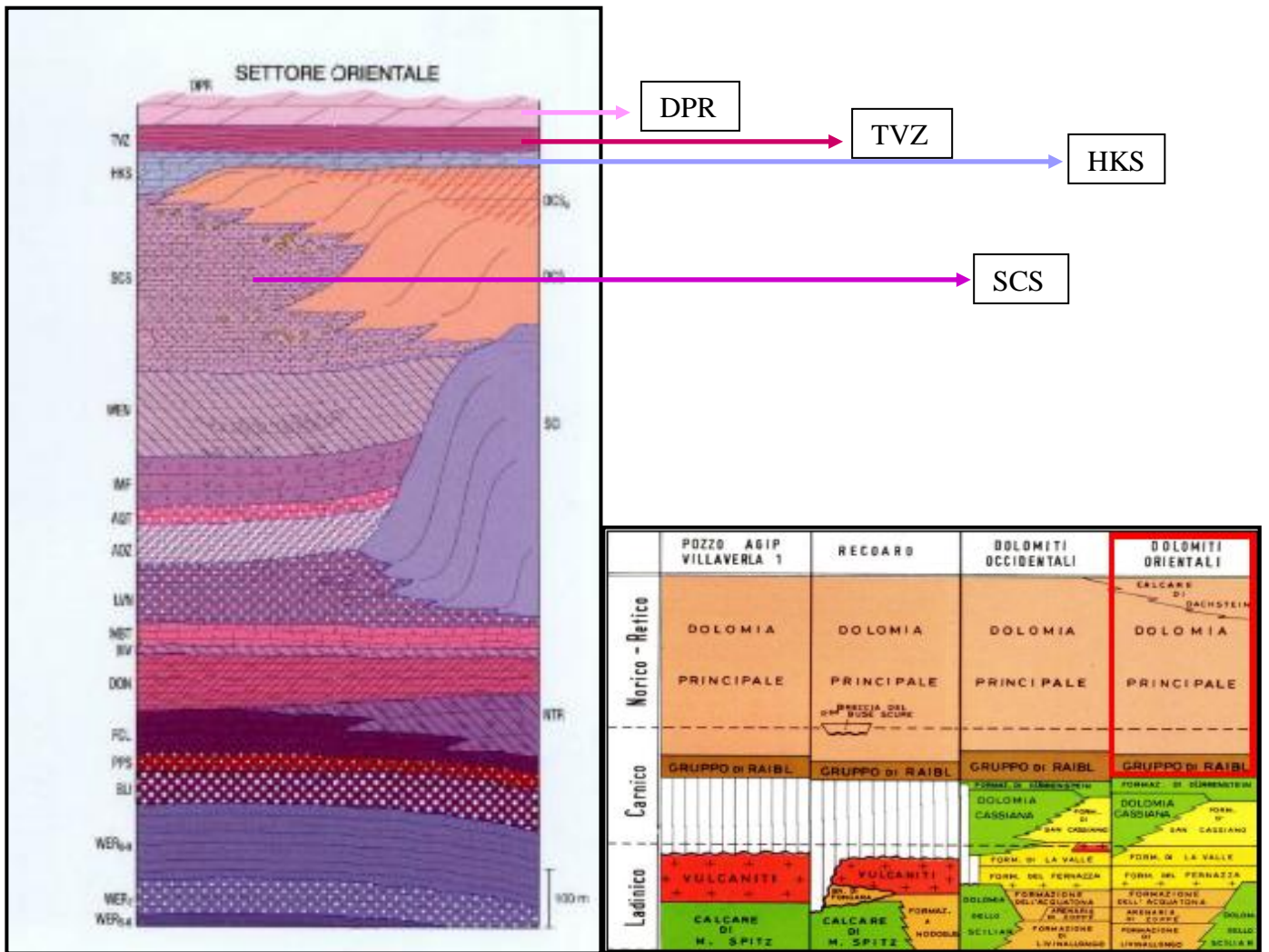


Fig. 13: formazioni geologiche presenti in sezione stratigrafica, Carta Geologica d'Italia, foglio 29, 1:50000.

Fig. 14: schema stratigrafico delle formazioni geologiche presenti nel sito.

2.3 CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE DEI BACINI DI COLATA

Nel sito di studio i calcari e le dolomie che costituivano le scogliere triassiche e in parte giurassiche (massivi o stratificati ma difficilmente erodibili) associati a depositi sedimentari di bacino (marne, argille, limi, vulcanoclastiti) hanno permesso all'erosione glaciale quaternaria di formare il paesaggio attuale (Panizza et al., 1996). Ripide e alte (anche fino a 1000 m) pareti rocciose sono separate da profonde valli o blandi pendii erbosi che nel tempo, per azione degli agenti atmosferici e dei corsi d'acqua, sono stati erosi e modellati. In questo contesto, alla base delle frequenti pareti di roccia, si sono accumulati in conoidi o falde detritiche, frammenti litici in grande quantità i quali per azione della gravità (frane), del trasporto solido selettivo (alluvioni) o del trasporto solido in massa (colate detritiche) sono stati movimentati sempre più a valle andando ad invadere aree popolate o di passaggio.



Fig. 15: ambiente dolomitico favorevole all'innescò di colate detritiche.

Presso il territorio comunale di Cortina d'Ampezzo gli affioramenti del substrato roccioso occupano vaste aree e sono spesso percorsi da ripide e strette gole chiamate canali rocciosi, i quali svolgono un ruolo importante nei processi idrologici. Le fratture e le faglie della roccia possono favorire percorsi preferenziali per il deflusso delle acque. Il passaggio di acqua e materiale, dovuto a valanghe di neve, colate detritiche e crolli da pareti rocciose, favorisce inoltre l'erosione e quindi l'accumulo ed il trasporto di grandi quantità di detrito. I bacini rocciosi, posti nella parte alta dei versanti alpini, si estendono su una superficie limitata e mostrano una particolare risposta idrologica. In questo contesto un'elevata pendenza (pendenza media varia tra 45° e 50°), l'assenza di vegetazione e la bassa permeabilità possono innescare abbondanti deflussi superficiali in risposta ad intensi temporali. Tutte queste caratteristiche, in corrispondenza di eventi pluviometrici di forte intensità, determinano un tempo di corrivazione alla sezione di chiusura molto limitato e quindi la possibilità di convogliare grandi volumi d'acqua in poco tempo su superfici limitate. La rapida concentrazione di deflusso superficiale in canali posti a monte può essere responsabile dell'avvio di flussi detritici all'interfaccia con pendii coperti da coltre detritica. Le condizioni idrologiche che portano all'innescò di colate detritiche possono variare notevolmente: tutto dipende dal reticolo delle precipitazioni e dai tipi di terreno, ma anche dalla topografia e dalla morfologia del substrato roccioso sottostante il suolo. I bacini possono rispondere drammaticamente all'alta intensità delle piogge a breve durata (più di 15 mm in 30 min), generando rapidamente scarichi con alti deflussi (più di 1 m³/s) che vengono scaricati a valle del pendio (Berti & Simoni, 2005). Non tutte le precipitazioni brevi e intense però riescono a generare colate detritiche perché i fattori influenti sono

comunque molteplici: moti di filtrazione, superfici più o meno permeabili, morfologia del substrato, distribuzione granulometrica e proprietà idrauliche, idrogeologiche e geotecniche del detrito.

È comunque certo che il contesto climatico locale estivo caratterizzato da piogge brevi e intense associate a temporali estivi, oltre che la presenza di detrito sciolto “saturabile”, rende particolarmente sensibile quest’area all’innesco dei debris flow.

I bacini considerati nello studio, quindi, innescano comunemente colate detritiche per erosione dei sedimenti presenti sul fondo del canale, alla transizione tra il substrato roccioso e il pendio, corrispondente all’incirca con la sezione di chiusura dei piccoli bacini in roccia che sovrastano i grandi depositi di versante costituenti le conoidi di deiezione. Il processo di iniziazione coinvolge materiale granulare sciolto depositato sul fondo del canale (materiale letto) e il materiale di versante. Il materiale letto rappresenta per lo più il deposito di piccoli cedimenti degli argini dei canali che si verificano in risposta all’erosione e all’approfondimento di questi, causato da colate detritiche. Il materiale posto sul letto del canale presenta una struttura aperta fatta di grandi vuoti continui e grandi pori a causa del processo di deposizione (improvviso ed insaturo) che segue i cedimenti arginali e la progressiva eliminazione delle frazioni più fine. I detriti con cui viene riempito il canale (deposito di versante) ha una struttura molto più densa rispetto al materiale letto del canale. I macro pori non sono presenti e i clasti con grandezze elevate sono molto rari, per questo motivo la permeabilità è inferiore rispetto al materiale del fondo canale.



Fig. 16: esempio di ubicazione del bacino sommitale in roccia e dell’area di innesco nel sito di Acquabona.

Successivamente alla fase di innesco vi è la fase di trasporto/scorrimento sul conoide. La propagazione avviene solitamente all’interno di un canale di colata più o meno inciso (i canali sono approfonditi da successivi eventi) che può modificare il suo percorso a seguito di fenomeni di divagazione del flusso. I debris flow si propagano sull’area di conoide erodendo nella parte apicale dove le pendenze sono piuttosto elevate (20° - 30°) e, depositando nella parte terminale dove invece le pendenze si aggirano attorno a 15° - 18° . Durante il tragitto vengono inglobati materiali diversi per caratteristiche geotecniche e reologiche (principalmente detrito di falda prodotto dalla disgregazione della dolomia principale) che possono influenzare il comportamento della colata rendendola più o meno viscosa e determinandone quindi la velocità (la quale dipende comunque anche dal volume di materiale coinvolto nel singolo evento). I canali possono essere incisi, soprattutto nel tratto iniziale, mediamente incisi e non incisi (fig. 17). Solitamente nel tratto terminale (fig. 18), si trovano aree di accumulo di detrito, aree in erosione e strozzature determinate da

massi di grandi dimensioni, senza comunque evidenziare variazioni di direzione significative.



Fig. 17: tratto iniziale dell'area di scorrimento. a) canale fortemente inciso, b) canale mediamente inciso, c) colata non canalizzata.



Fig. 18: tratto terminale dell'area di scorrimento. Argini meno elevati, vecchia incisione, depositi di colata e strozzature.

La deposizione si verifica sulle parti più dolci dei pendii o nella parte bassa della valle; la parte finale del canale di colata, corrisponde all'area di deposito, ha una pendenza media piuttosto bassa (3° - 15°). Lungo questo tratto di canale si concentrano i depositi che vengono continuamente accumulati dagli eventi di colata. I depositi visibili sono generalmente di forma lobata, eterogenei granulometricamente (prevalente la frazione grossolana, il fine viene dilavato), assenza di stratificazione o di strutture sedimentarie, presenza del "rigid plug" e di materiale più grossolano sulla fronte e in corrispondenza degli argini. Alcuni canali particolarmente attivi, hanno, nella zona di deposito, un bacino di ritenzione per i sedimenti (fig. 19).



Fig. 19: bacino di ritenzione dei sedimenti.

Nel comune di Cortina d'Ampezzo, sono stati individuati più di 200 bacini di colate detritiche (Lamberti et al., 1999) e la maggior parte di loro presentavano le caratteristiche

sopra descritte. La numerosità e la grandezza dei conoidi da debris flow presenti nell'area di studio, sono correlate alla forte tettonizzazione della roccia dolomitica, alla conseguente ingente quantità di detriti (dovuti a debris flow, valanghe di neve, disgregazione e frammentazione delle pareti rocciose sovrastanti ecc.) che si accumula nei canali, e non ultimo alla particolare distribuzione dei rilievi rispetto alla direzione dei venti principali, che espone questi versanti a precipitazioni di particolare intensità che favoriscono l'innesco di colate detritiche.

2.4 LE COLATE DETRITICHE IN AREA DOLOMITICA, EVENTI E RISCHI

Le Alpi rappresentano uno dei luoghi dove le colate detritiche sono un fenomeno presente e si verificano con frequenza. L'area dolomitica, in particolare, è fortemente sensibile a questo tipo di dissesto proprio per la sua conformazione topografica e geomorfologica (fig. 20). I debris flow si presentano in questa zona con cadenza annuale e quindi possono essere studiati e monitorati con continuità, permettendo di creare così una banca dati idonea per numerose applicazioni: statistica, idrologia e idraulica, geotecnica, geomorfologia, ecc.

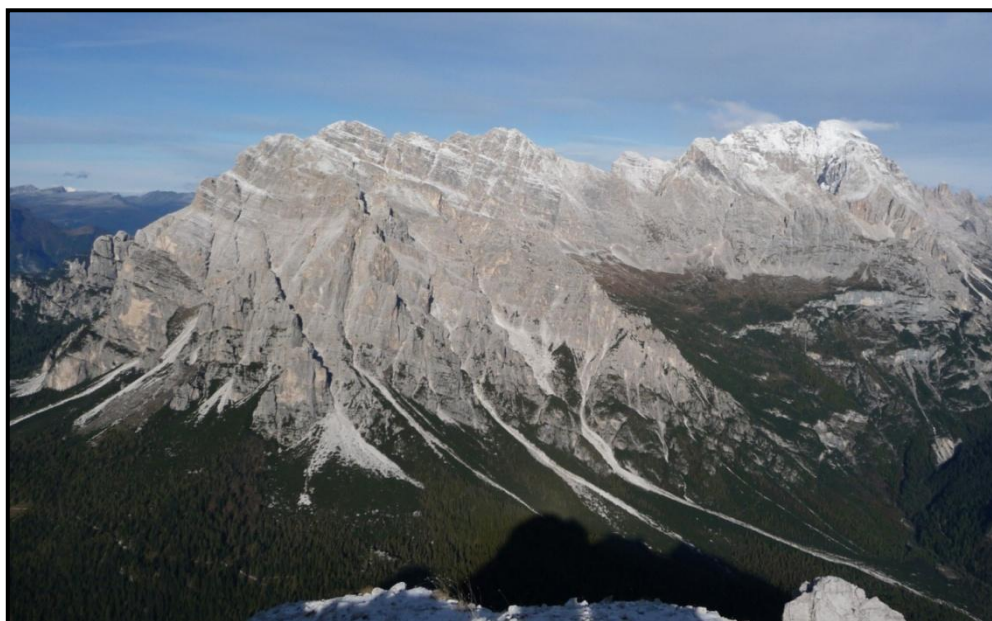


Fig. 20: contesto topografico e geomorfologico ideale per l'innesco di colate detritiche nelle Dolomiti.

Il territorio del comune di Cortina D'Ampezzo è tra le aree più soggette a dissesti di tutta la regione Veneto. L'analisi dei dati storici consente spesso di correlare gli eventi franosi con piogge di particolare intensità o durata. In alcuni casi si tratta di piccole celle temporalesche che, generalmente, si verificano in autunno o a fine estate e che danno luogo a piogge intense e di breve durata, spazialmente limitate, con conseguenze localizzate, ma talvolta catastrofiche; in altri casi si è assistito a nubifragi di durata notevole ed estesi su un'area molto vasta, con danni ingenti che hanno interessato ampie porzioni del territorio. In particolare la Conca di Cortina è caratterizzata da una forte franosità attestata in epoca attuale ed antica, laddove vi è disponibilità di detrito e le pendenze sono elevate, la franosità si esplica attraverso colate detritiche che alimentano conoidi, talora di notevoli spessori e dimensioni.

Tra i grandi fenomeni di colata detritica che a partire dal tardoglaciale, hanno influenzato l'assetto geomorfologico di quest'area, quello che interessa Fiames e le zone limitrofe è di particolare rilievo. A nord di Cortina, presso Fiames, si individua un imponente conoide originato da ripetuti eventi di colata. Qui il versante si presenta piuttosto acclive e la Dolomia Principale che vi affiora, appare piuttosto tettonizzata. In corrispondenza di tali fratture, su cui si impostano stretti canali, si accumulano ingenti quantità di detrito che in occasione di precipitazioni intense fluiscono con meccanismi di colata. Si tratta di fenomeni il cui percorso non è ben definito, ma varia da evento ad evento, spaziando per tutta la superficie del conoide. In particolare il canale Fiames Ra Pezories nasce a 1760 m nel ghiaione sotto le pareti rocciose del Pezories (2300 m), scorre tra due pareti di roccia fino a 1540 m e termina in una zona di deposito (1310 m) appena prima della Strada Nazionale 51. L'andamento sinuoso, che il torrente Boite ha assunto lungo questo tratto, e la presenza di un'estesa piana lacustre a monte (originata per sbarramento del torrente) testimoniano l'intensità che tale fenomeno ha assunto in passato, suggerendo possibili scenari di pericolosità. D'altro canto in tempi recentissimi, il 5 settembre 1997, si è verificato un evento di particolare intensità che ha coinvolto un volume di detrito compreso tra i 10000 e 12000 m³ (Genovois et al., 1999), il quale si è riversato sulla strada statale e sul torrente. Ciò accadde in occasione di un'intensa precipitazione che portò al suolo, per oltre 15 minuti, più di 1mm/min di pioggia, come registrato presso la stazione di Podestagno ad 1,5 km di distanza. Nel 1998 è seguito un fenomeno di minore intensità che ha coinvolto circa 1500 m³ di materiale non raggiungendo il tratto stradale. Un altro importante fenomeno avvenne il 5 luglio 2006 che depositò centinaia di m³ sulla strada. A difesa della strada statale e degli edifici a rischio sono stati recentemente realizzati degli interventi di protezione (bacino di ritenzione dei sedimenti). Nelle vicinanze è situato il canale di Fiames Pomagagnon, che ha origine sotto le pareti rocciose meridionali della Croda di Pomagagnon (2450 m). Dal bacino, il 5 settembre del 1997, dopo un rovescio di intensità pari a 0.24 mm/min, si innescò un debris flow che depositò un volume pari a 10000 m³.

Altri canali di particolare interesse e molto attivi sono: Rio Acquabona, Rio Gere, Tre Croci e Rudavoi. Il canale Rio Acquabona, che raccoglie il deflusso dalle pendici rocciose orientali di Sella di Punta Nera (2667 m), si conclude in un bacino di contenimento posto appena a monte della Strada Nazionale 51. Il bacino di Acquabona, a sud dell'abitato di Zuel, ha prodotto fenomeni che hanno causato danni alla strada e alla ferrovia piuttosto frequentemente, sin dal 1928, come risulta da notizie storiche. È un processo dal percorso ben definito che percorre un canale profondamente inciso in depositi da debris flow, caratterizzato da un range di pendenza tra i 40° e i 50°. Oltre agli eventi, rispettivamente successi nel 1986 e 1987, dove la colata raggiunse la strada e causò l'interruzione del traffico; due sono quelli particolarmente intensi: quello del 12 giugno 1997 e quello del 17 agosto 1998. Il primo seguì una precipitazione che portò al suolo 22 mm di pioggia in circa 30 minuti, con picchi di intensità superiori a 1 mm/min. Il volume totale del materiale mobilitato è stato stimato intorno ai 6000 m³. Il secondo seguì 25,4 mm di pioggia in 30 minuti producendo un volume di materiali coinvolti valutato intorno agli 8000-9000 m³. Tali eventi non provocarono danni alla strada grazie alla vasca di contenimento progettata e messa in opera a difesa di tali colate. Nell'ultimo decennio i debris flow innescati dal bacino di Acquabona hanno aumentato il loro volume: il 30 settembre del 2000 furono depositati 10000 m³ (precipitazione con durata di 120 min e intensità pari a 0.16 mm/min), il 30 giugno del 2001 il volume depositato arrivò a 30000 m³ (precipitazione con intensità di 0.36 mm/min).

Dal grande bacino di Rio Gere, con apice nella Cima di Mezzo del monte Cristallo (3154 m), si innescano processi di colata detritica molto importanti come quello del 31 luglio 1998 con 13500 m³ (intensità precipitazione 0.86 mm/min), mentre dal bacino di Tre Croci,

presso il monte Cristallo (2808), scendono colate che giungono fino al Passo Tre Croci, le ultime colate risalgono al 2006, 2009 e al 2012.

Il canale più maestoso è il Rudavoi, collegato al bacino del Piz Popena (3154 m), che il 5 settembre 1997, dopo una precipitazione di un'ora con intensità di 0.48 mm/min, innescò una colata di 100000 m³ di materiale, lasciando depositi anche lungo il canale.

3 METODI DI ANALISI

3.1 LA TECNOLOGIA LIDAR E IL MODELLO DIGITALE DELLE ELEVAZIONI (DEM)

Il DEM è la rappresentazione digitale della superficie topografica reale. Questi dati possono essere organizzati in tre diverse strutture:

- Tubi di flusso (DEM basati su curve di livello);
- Triangulated Irregular Networks (TIN);
- DEM grid.

I DEM più comunemente utilizzati per rappresentare la morfologia del territorio e di supporto alle analisi di tipo idrologico, geomorfologico ed ecologico, sono solitamente strutturati in grid dove ogni elemento della griglia viene memorizzato con la rispettiva quota (il grid è utilizzato come matrice delle altezze). La particolarità del modello DEM è dovuta alla facilità con cui le matrici possono essere manipolate tramite gli elaboratori elettronici. E' possibile distinguere diverse tipologie di modelli digitali topografici per i quali è utilizzato un acronimo differente: DEM, DSM e DTM. Il DEM viene inteso come forma generica ad indicare tutti i modelli digitali delle elevazioni derivati con tecniche di tipo tradizionale, il DSM come il modello digitale relativo alla prima superficie riflettente e per questo comprensivo di vegetazione, edifici, ecc. ed infine il DTM, come modello digitale del solo terreno (suolo nudo), che ha assunto notevole importanza con l'avvento della tecnologia LiDAR (Cavalli, 2009). Un DEM è derivato dall'interpolazione di dati altimetrici che possono avere origine diversa: carte topografiche, rilievo del terreno o Remote Sensing. Quest'ultima tipologia comprende tre metodologie principali per l'acquisizione dei dati: la fotogrammetria, il radar e il LiDAR.

Il LiDAR (Light Detection and Ranging), è la tecnologia che ha avuto il maggior utilizzo per diverse applicazioni negli ultimi anni. Si tratta di un sensore laser, montato su una piattaforma mobile o fissa, dalle caratteristiche più o meno complesse, per la misura delle distanze, che ha incrementato l'affidabilità e l'accuratezza nella creazione di DEM ad elevata risoluzione, in grado di discriminare i punti di quota relativi alla prima superficie riflettente da quelli relativi al suolo nudo. Il sistema LiDAR aerotrasportato ha in qualche modo rivoluzionato la tecnica di rilievo topografico, rendendosi efficace anche in zone molto articolate e di difficile accesso come in piccoli bacini montani. Nel particolare questa tecnica è basata sul sorvolo dell'area d'interesse con un aereo o un elicottero sul quale sono montati un telemetro laser che misura il tempo di ritorno del segnale emesso restituendo così la misura dell'altezza, integrato da un sistema inerziale, che determina l'assetto del velivolo, rilevando i tre gradi di libertà dovuti a rollio, beccheggio e deriva del mezzo; ed un GPS che determina la posizione assoluta del telemetro rispetto al sistema di coordinate di riferimento. Il risultato finale di un rilievo LiDAR aerotrasportato è la restituzione delle coordinate x, y e z di ogni misurazione. Grazie a questo tipo di tecnologia, la topografia dei territori complessi quindi può essere descritta in maniera precisa attraverso parametri morfologici quali quota e pendenza (Dalla Fontana & Marchi, 2003), sapendo che l'informazione altimetrica di un DTM ricavato da rilievo LiDAR risulta essere molto accurata.

3.2 DATI LIDAR E CREAZIONE DTM

I dati topografici rilevati con tecnologia LiDAR sono stati forniti dalla Casa delle Regole d'Ampezzo in formato di curve di livello vettoriali. Ai fini del lavoro, è stato necessario convertire i dati vettoriali in un DEM tramite un'operazione di interpolazione.

Per svolgere questo tipo di lavoro sono stati recuperati i seguenti file e programmi:

- C.T.R. del Veneto in scala 1:10000 in formato TIFF – elementi 016140, 016150, 029020, 029030, 029060, 029070, 029110;
- Foto aeree della zona interessata in formato TIFF (raster) relative all'anno 2006 – elementi 016140, 016150, 029020, 029030, 029060, 029070, 029110;
- Curve di livello vettoriali del territorio comunale di Cortina D'Ampezzo;
- Software per elaborare e georeferenziare i dati (ArcGis).

La costruzione del DTM per l'area in esame ha richiesto un'intensa e laboriosa attività di conversione ed elaborazione dei dati LiDAR. Il processamento dei DTM è stato svolto con il software ArcGis 9.3, di Esri, per la gestione, l'analisi, l'archiviazione e la visualizzazione di dati e informazioni con contenuto geografico/spaziale. All'interno del software sono disponibili vari strumenti (tool e funzionalità) per lavorare con i dati geografici interagendo con l'informazione georeferenziata secondo diversi punti di vista: archiviazione di dataset geografici (ArcCatalog), creazione ed elaborazione delle mappe (ArcMap), strumenti per l'analisi geografica o geoprocessing (ArcToolbox). I tre diversi approcci sono stati necessari a raggiungere l'obiettivo e di seguito verranno chiariti tutti i passaggi che sono risultati indispensabili per l'analisi dei dati e la creazione dei DTM.

I dati relativi al rilievo LiDAR sono composti da curve di livello aventi distanza 1 metro, questo ha permesso la realizzazione di un modello digitale del terreno con risoluzione a 1 metro. Solo una piccola area, di circa 3.75 km² è coperta da curve distanti 5 metri. Questo è dovuto al fatto che la risoluzione è legata all'altezza del volo e all'impossibilità del velivolo di ispezionare zone molto impervie ricche di complessità morfologiche. La necessità di cambiare la risoluzione e quindi successivamente la densità del grigliato nella creazione di DEM, per poter descrivere zone di crescente complessità, è sinonimo di scarsa flessibilità del metodo e comporta dunque uno svantaggio.

Il principale problema derivante dall'insolita operazione di interpolazione di curve di livello è rappresentato dal fatto che un gran numero di punti si trova a quote fisse corrispondenti alle curve stesse. Tale circostanza produce risultati artificiosi che si manifestano nella presenza di successive gradonature corrispondenti alle quote delle curve di livello. L'effetto non è eliminabile se non utilizzando tecniche laboriose di interpolazione (kriging) che possono essere utilizzate per regolarizzare i pendii quando si individua un trend costante. Nel nostro caso, l'ampia estensione e la complessità morfologica non permettono l'applicazione su tutta l'area di interesse. Sono state perciò adottate tecniche più semplici di regolarizzazione della topografia, cercando il miglior compromesso possibile. Si è perciò proceduto con una metodologia "trial and error" confrontando di volta in volta il risultato con il dato di partenza per giungere al miglior compromesso possibile.

Viene riportata di seguito la sequenza di operazioni effettuate per la derivazione dei DTM a 1 m:

- Conversione dati LiDAR da .dwg a .shp;
- Tramite la funzione, "Create TIN from features" del pacchetto "3D Analyst", utilizzando come layers le curve di livello ottenute dal rilievo LiDAR, la quota come "height source" e l'opzione soft line in "tringulate as", si ricava un TIN, ovvero una rappresentazione superficiale ottenuta tramite una procedura di triangolazione;

- Dal pacchetto “3D Analyst” è stata scelta la funzione “Decimate TIN Nodes” da “TIN Surface” ponendo come Z Tolerance 0.2. Questa funzione produce un TIN che è una versione generalizzata, infatti viene selezionato un sottoinsieme di nodi dal TIN di ingresso per produrre il nuovo TIN (fig. 21) . Il valore 0.2 è stato scelto dopo numerose prove che hanno dato conferma di una migliore approssimazione della realtà. Poiché le diverse morfologie ambientali influiscono sulla procedura, è importante determinare con alcune prove il valore effettivo di Z Tolerance che si vuole utilizzare, in base allo scopo del progetto. È possibile notare in figura 22 che l’utilizzo di valori come 0.3 e 0.4 comporta la creazione di profili troppo diversi rispetto al profilo reale, e, per tale motivo, sono stati scartati. Il profilo creato tramite l’utilizzo del valore 0.1 non è stato scelto perché troppo simile a quello reale, col difetto dunque di ridurre il significato della funzione e quindi di mantenere l’artificiosa morfologia gradonata derivante dall’interpolazione delle curve di livello.

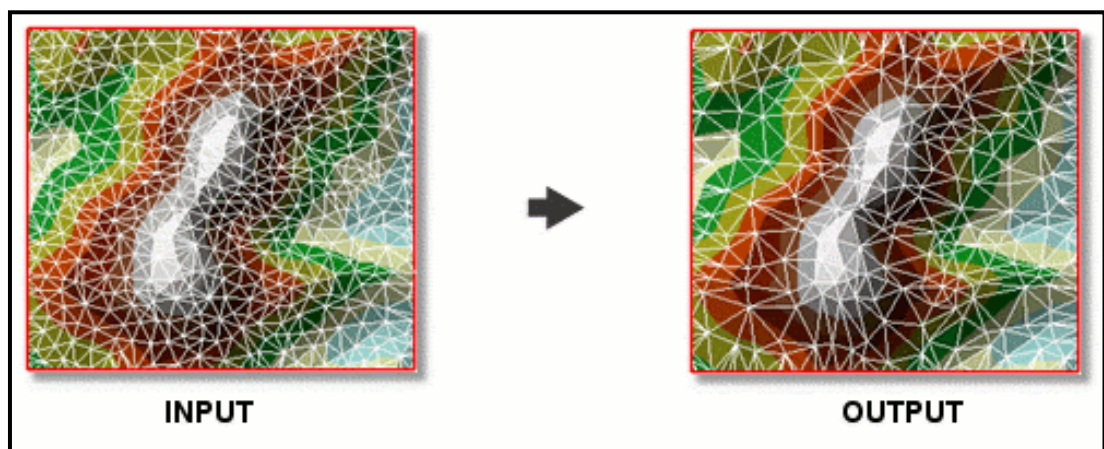
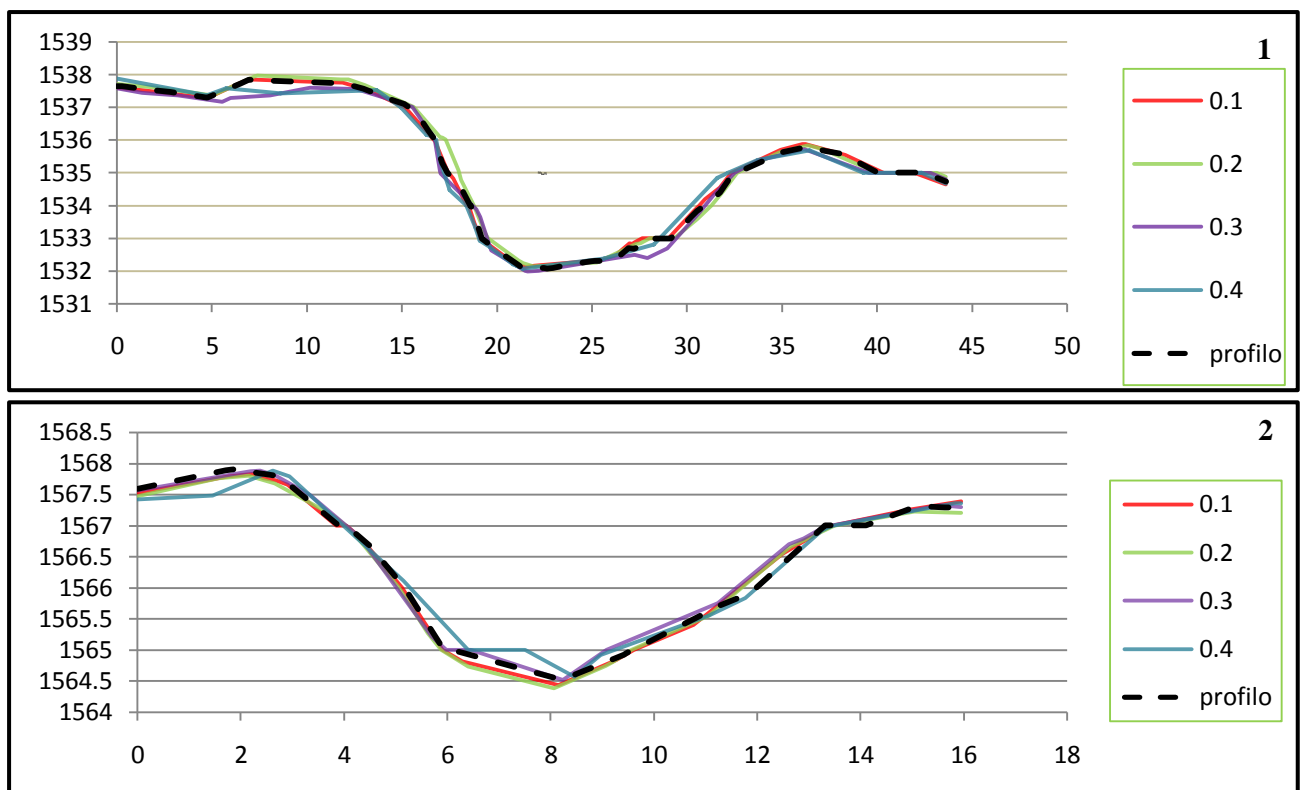


Fig. 21: visualizzazione dei risultati ottenuti tramite l’utilizzo della funzione “Decimate TIN Nodes”.



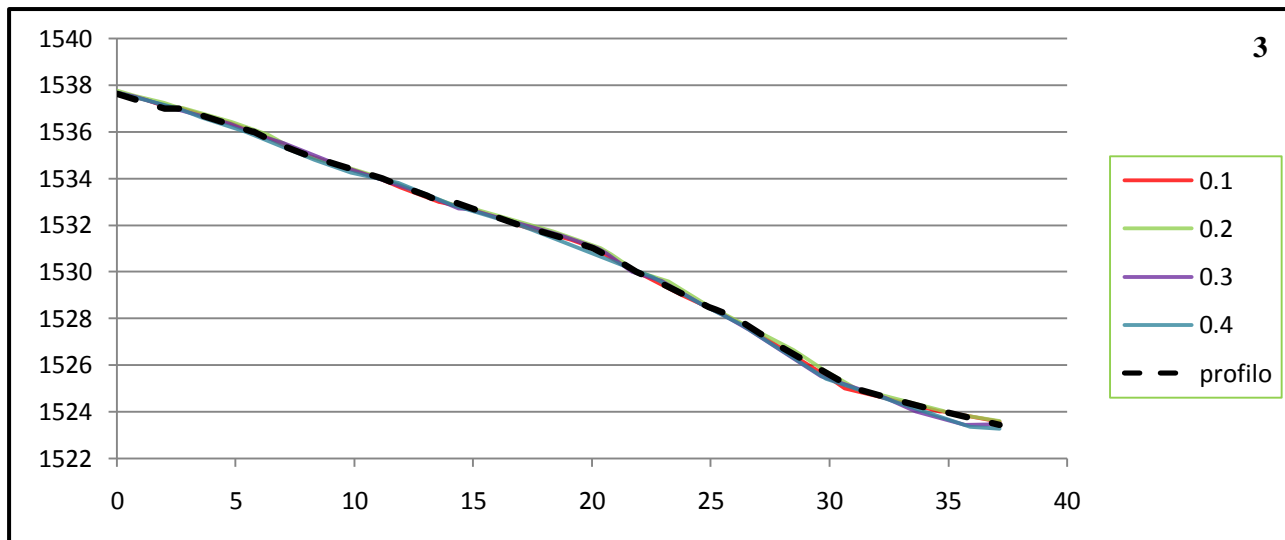


Fig. 22: esempi di selezione dei valori per la funzione “decimate TIN nodes”. Esempi fatti su canale in detrito(1), canalone in roccia(2) e sezione massima pendenza del versante(3).

- Per creare il raster infine è stata utilizzata la funzione “TIN To Raster” del pacchetto “Conversion-From TIN” presente in “3D Analyst”. Come input è stato usato il TIN ricavato dal passaggio precedentemente descritto e dall’elenco è stato spuntato il metodo di interpolazione “Natural Neighbors” con Sampling Distance: cellsize 1. Il metodo di interpolazione usato è un metodo spaziale ed esatto che si basa sull’attribuzione di pesi, per ciascun punto di osservazione, in base al concetto di “area di influenza”. L’algoritmo utilizza una suddivisione del piano basata su poligoni aventi la proprietà che tutti i punti interni sono più vicini al punto osservato interno che a tutti gli altri punti osservati (Poligoni di Thiessen o di Voronoi). I poligoni di Thiessen vengono costruiti a partire dalla rete di triangoli generata attraverso il metodo di Delaunay (fig. 23). L’interpolazione ha inizio con la creazione di una rete di triangoli di Delaunay a partire dai dati di input; successivamente viene generato un set di poligoni di Thiessen, ciascuno dei quali caratterizzato da una superficie A_j . Per la stima del valore in un qualsiasi nodo W della griglia di interpolazione il nodo viene inserito temporaneamente nel data-set dei valori di input. Tenendo conto del nuovo valore vengono ridefinite sia la rete di triangoli che i poligoni di Thiessen; quest’ultimo passo comporta la creazione di un nuovo poligono e la ridefinizione di quelli adiacenti. Il nuovo poligono è caratterizzato dall’aver una superficie (A_p) in parte mutuata dai poligoni preesistenti.

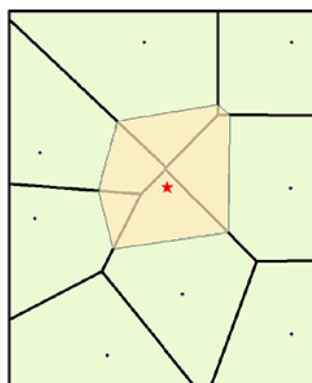


Fig. 23: esempio di creazione di un poligono di Thiessen tramite l’interpolazione di punti.

Ottenuti vari DTM si procede alla loro unione e quindi alla creazione di un unico DTM con risoluzione a 1 m tramite la funzione “Mosaic to New Raster” (fig. 24). A questo punto l’impatto visivo di un DTM come espressione della morfologia del territorio non è

immediato, per questo è stato visualizzato il DTM come una mappa ombreggiata. Per la creazione di questa è stata utilizzata la funzione “Hillshade” contenuta in “Spatial Analyst Tools” per ottenere un’ipotetica illuminazione della superficie determinando un valore di luminosità per ogni cella del raster (fig. 25) . Questa operazione è possibile settando la posizione di una ipotetica fonte di luce e calcolando il valore di illuminazione per ogni cella, in funzione delle celle confinanti e dell’angolo di esposizione. Sono stati utilizzati Azimuth pari a 315° e altitudine pari a 45°. In questo modo è stato possibile migliorare notevolmente la visualizzazione di una superficie o di un rilievo morfologico.

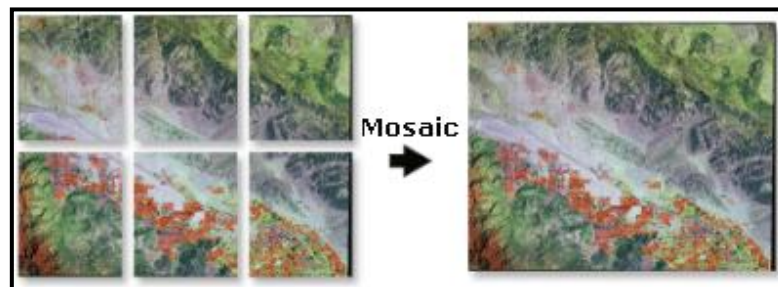


Fig. 24: esempio di mosaicatura per ottenere un unico DEM.

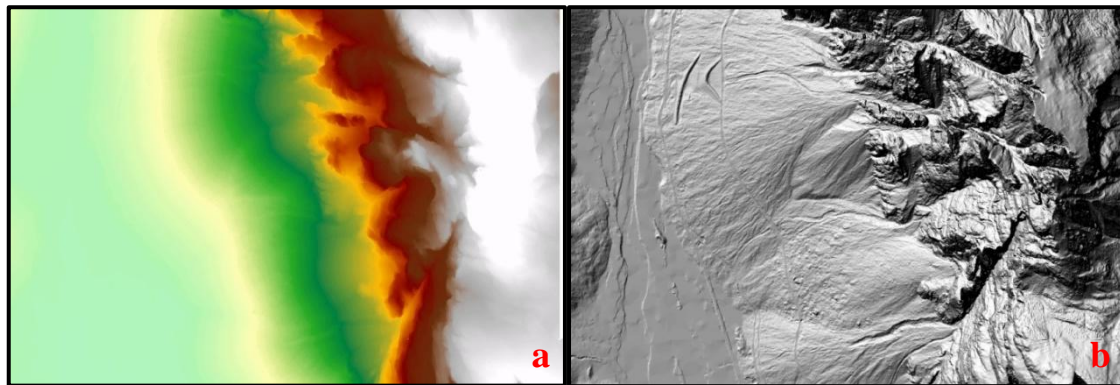


Fig. 25: a) visualizzazione normale di un raster, b) visualizzazione del raster tramite ombreggiatura.

Il DTM derivato da LiDAR e i dati ricavati dalle analisi successive sono espressi nel sistema di coordinate U.T.M. - zona 32N - proiezione U.T.M. di Mercatore (Trasverse-Marcatore-Monte Mario), e fa riferimento al datum WGS 84. Le sue caratteristiche principali sono:

- 1- Elissoide WGS 84;
- 2- Utilizzo della proiezione di Mercatore;
- 3- Suddivisione del globo in 60 fusi e 20 fasce;
- 4- Falsa origine di 500000 m per evitare i numeri negativi;
- 5- Coordinata X è la distanza in metri dal meridiano centrale del fuso;
- 6- Coordinata Y è la distanza in metri dall’equatore.

3.3 ESTRAZIONE DELLA RETE IDROGRAFICA SINTETICA

Le elaborazioni sono state effettuate utilizzando come base altimetrica il DTM derivato dal rilievo LiDAR del 2010 comprendente tutto il territorio comunale di Cortina D’Ampezzo. Il reticolo idrografico è costituito dall’insieme dei corsi d’acqua che solcano in superficie il bacino idrografico convergendo alla sezione di chiusura dello stesso. Esso manifesta invariabilmente la struttura ad albero la cui ramificazione riflette la natura dei processi dominanti di natura climatica, idrologica, geologica, morfologica che controllano

l'evoluzione del territorio. L'inizio di un collettore è generalmente interpretato come un fenomeno di soglia che vede il verificarsi di una concentrazione di deflusso tale da dare origine ad una forma di incisione nella quale siano trasportati deflussi solidi e liquidi tra due sponde riconoscibili. La concentrazione dei deflussi può avvenire per aggregazione dei rigagnoli superficiali fino a quando la forza erosiva della corrente non è in grado di incidere stabilmente il canale oppure per via sottosuperficiale provocando per saturazione il collasso di una porzione di versante, l'emersione del deflusso sottosuperficiale e quindi l'inizio del canale. Non mancano ovviamente varianti e forme intermedie (Dalla Fontana, 2005). In conclusione i processi geomorfologici che portano alla formazione di teste di canale sono: erosione da strofinamento superficiale, erosione per infiltrazione e presenza di difetti nella roccia. Uno specifico interesse nell'identificazione dei tratti di testata del reticolo è riconducibile alle esigenze legate all'estrazione della rete idrografica sintetica dal modello digitale delle quote. Il riconoscimento delle teste di canale è molto importante perché oltre ad individuare la posizione delle transizioni di processo, segnano il confine tra il versante ed i domini soggetti a controllo di bacini di drenaggio. Dal punto di vista della modellazione, definire correttamente le posizioni di testa del canale è un primo passo essenziale, che consente al modello di applicare in modo intelligente il trasferimento dei sedimenti alle porzioni corrette del bacino idrografico. Inoltre, definire correttamente la posizione delle teste di canale è di fondamentale importanza nell'analisi empirica morfometrica per determinare, ad esempio, la lunghezza totale dei canali della rete e la densità di drenaggio.

Il software ArcGis 9.3 offre un pacchetto di funzioni chiamato "Spatial Analyst Tools" – Hydrology, che aiuta l'operatore GIS ad effettuare il pre-processamento del DEM dal riconoscimento dello spartiacque all'estrazione del reticolo di sintesi.

Il riempimento delle depressioni locali è una pratica necessaria per l'estrazione del reticolo idrografico di sintesi. Partendo dal DTM originale si procede ad una verifica della presenza di "pit" (celle del raster o gruppo di celle che non hanno uscita per via superficiale, poiché tutte le altre celle circostanti hanno quota maggiore), ovvero "pozzi" che isolano porzioni di bacino dalla sezione di chiusura. E' indispensabile filtrare i DTM per eliminare le depressioni locali, elevare cioè la quota dei "pit" ad un livello di poco inferiore a quello della cella più bassa del kernel (fig. 26). I pit nei dati di elevazione del DTM sono depressioni locali comuni causate da errori nei dati stessi, spesso originati dal campionamento e dall'aumento dell'arrotondamento a numeri interi durante il calcolo del DTM, in altri casi le depressioni esistono naturalmente (laghi, doline, etc.). La funzione di ArcGis predisposta all'eliminazione dei "pit" è "Fill" nella quale è possibile indicare anche la profondità massima (limite "z") del pozzo, che verrà riempito (non la profondità a cui sarà riempito). Questi pozzi devono essere riempiti per garantire una corretta delimitazione dei bacini idrografici e dei torrenti, per creare una rappresentazione accurata della direzione di deflusso e, quindi, il flusso accumulato. Se i pozzi non vengono colmati, la derivazione della rete di drenaggio può essere discontinua.

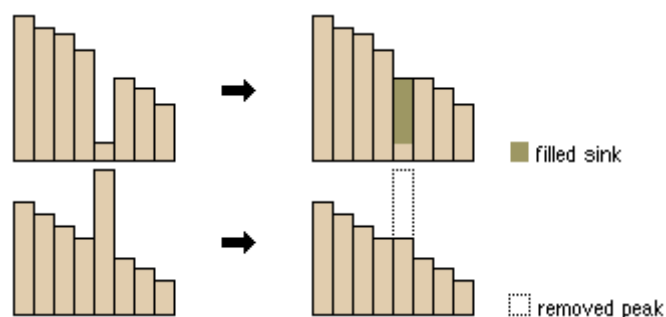


Fig. 26: esempio di creazione e rimozione di "pit".

Il primo passo per poter conseguire l'estrazione del reticolo idrografico dal modello digitale delle quote (DEM) prevede l'individuazione delle direzioni del deflusso secondo percorsi indirizzati dal gradiente topografico. Lungo le direzioni di deflusso viene aggregata l'area drenata in valore crescente tra due estremi: un valore minimo, pari all'area dell'elemento discreto del raster, per le celle appartenenti allo spartiacque ed un valore massimo, pari all'area del bacino, per la cella posta alla sezione di chiusura. E' possibile individuare un reticolo idrografico sintetico a partire dalla sola topografia, ipotizzando che il deflusso segua le linee di minima resistenza, che prescindendo dalle caratteristiche del suolo e del soprassuolo, coincidono con le linee di massima pendenza. La connessione topologica di ogni cella del raster su base gravitativa si individua grazie alla direzione di deflusso. Si utilizza il tool "Flow Direction" che consente di creare un raster di direzione di deflusso da ogni cella alle celle confinanti più basse, utilizzando il modello classico D8 nel quale ad ogni cella viene assegnata una delle otto possibili direzioni di deflusso in funzione della massima pendenza. La direzione (Azimut) può essere espressa in gradi o mediante un codice. Il risultato di questa operazione è un raster, a numeri interi, di valori che vanno da 1 a 255. Il raster finale (out_drop_raster) è calcolato come la differenza dei valori di z, di quota, diviso il valore della lunghezza del cammino dal centro della cella al centro delle celle confinanti espresso in percentuale.

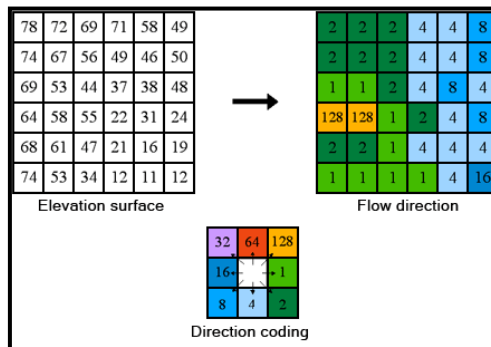


Fig. 27: modalità di creazione di raster di direzione di deflusso.

A questo punto dell'elaborazione, tutte le celle possono essere connesse tra loro in modo univoco. Tramite "Flow Accumulation" viene creato un raster dei flussi accumulati da ogni cella, cioè dall'accumularsi del "peso" di area drenata da parte di tutte le celle. Le celle corrispondenti allo spartiacque avranno valore 1, la cella della sezione di chiusura avrà come valore la somma di tutte le celle dell'intero bacino.

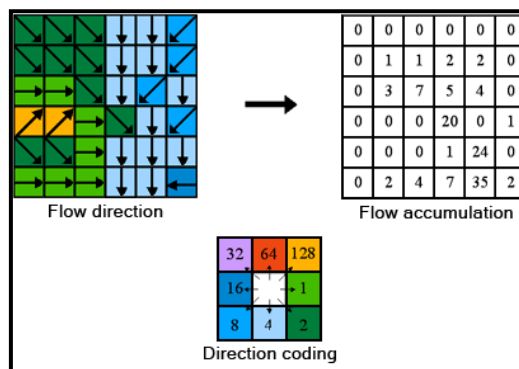


Fig. 28: modalità di creazione raster di deflusso accumulato.

L'identificazione di un'area di soglia consente di filtrare il grid dell'area drenata discriminando le celle con valori inferiori alla soglia (celle versante) da quelle con valori superiori (celle reticolo). Viene così individuato un reticolo idrografico sintetico che

riproduce in forma più o meno consistente l'andamento delle linee di impluvio naturali (fig. 30). Per determinare il punto di inizio della rete drenante, si procede con estrazione da DEM con soglia bassa e fotointerpretazione. I tratti di rete drenante al di sopra dei punti interpretati, vengono cancellati (Lin e Oguchi, 2004).

Sono stati considerati come rete drenante solamente i canali descritti e interpretati secondo Montgomery e Dietrich (1989). Gli autori scrivono che negli ambienti umidi i canali differiscono dalle cavità in quanto hanno argini ben definiti e misurabili e la testa del canale rappresenta la transizione dalla cavità alla rete di canali (in un'area solo alcune cavità terminano in teste di canale). Tramite il comando "Raster calculator: Flow acculation>800" viene così individuato un reticolo idrografico sintetico che riproduce, in forma più o meno consistente, l'andamento delle linee di impluvio naturali (fig. 29).

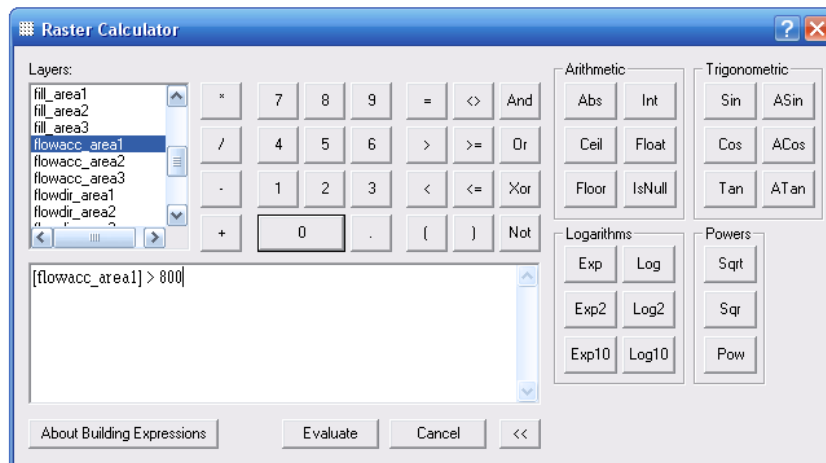


Fig. 29: Command Line: esempio di applicazione di Raster Calculator.

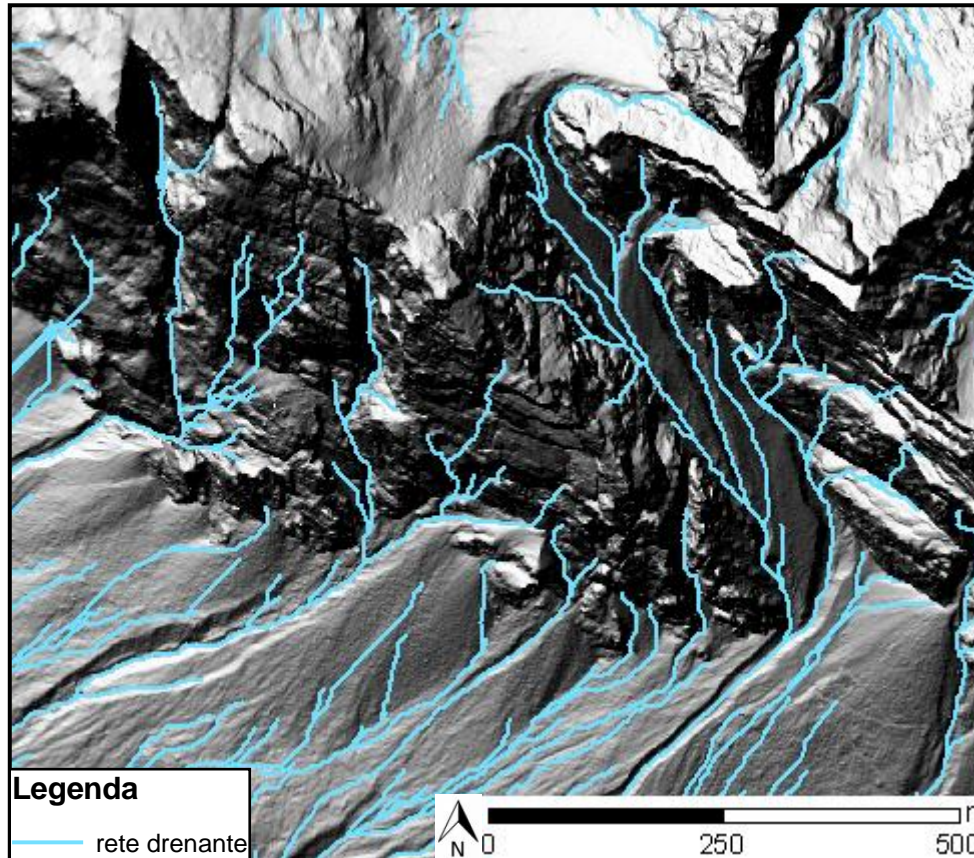


Fig. 30: esempio di creazione della rete idrografica sintetica.

3.4 INDIVIDUAZIONE PUNTI D'INNESCO, IDENTIFICAZIONE BACINI DI COLATA E CANALI ATTIVI

Tramite l'utilizzo di foto aeree georeferenziate e il DTM creato sono stati individuati e mappati i principali canali di colata attivi e i loro rispettivi bacini di alimentazione (fig. 33). Tali bacini sono stati estrapolati tramite l'individuazione delle rispettive sezioni di chiusura, ovvero i punti di innesco delle colate. Tali punti sono stati identificati sul detrito, all'interno della zona di transizione, allo sbocco dei canali in roccia; prendendo come riferimento la figura 31.

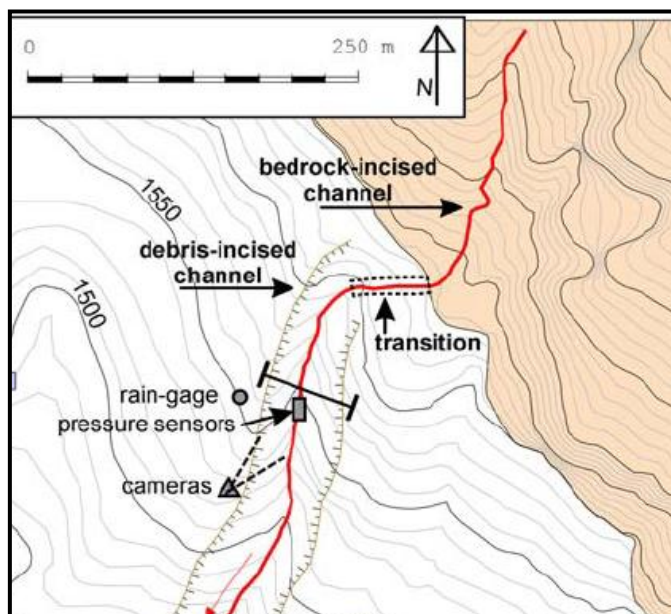


Fig.31: la figura mostra il bacino in roccia (in rosa) e il canale inciso attraverso il detrito. Nelle zona di transizione avviene l'innesco della colata.

I punti di sezione di chiusura dei bacini sono stati inseriti nella zona di transizione, individuando in questo modo i punti di innesco delle colate come i punti di inizio dei canali fortemente incisi che si vedono sulle conoidi. I punti d'innesco sono stati individuati tramite fotointerpretazione, confrontando le ortofoto del 2006 e il DEM. Tali punti sono stati poi ordinati e numerati. Questi sono i punti da cui è iniziata l'individuazione dei bacini tramite l'utilizzo del comando "Watershed" che permette di calcolare l'area contribuyente per ogni punto d'innesco (fig. 32).

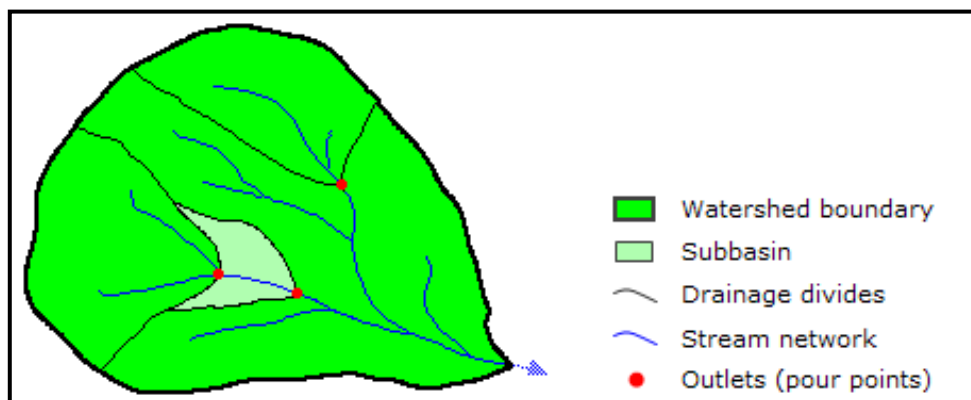


Fig. 32: rappresentazione dello sviluppo della funzione Watershed.

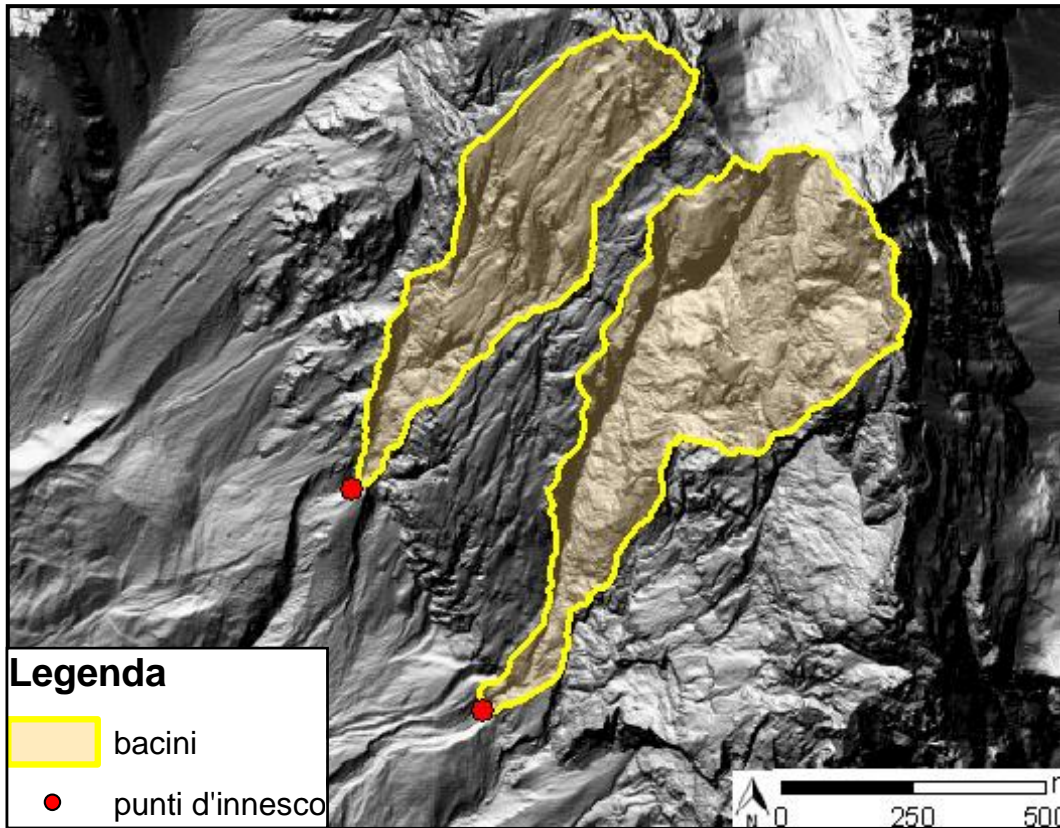


Fig. 33: esempio di estrazione di bacini tramite individuazione della sezione di chiusura (punto d'innescio della colata).

Sono stati poi estrapolati manualmente i canali attivi (fig.34) tramite fotointerpretazione e confronto con il DTM. Come base da cui partire per l'individuazione, è stato utilizzato lo shape relativo alla rete idrografica sintetica estratto tramite il metodo precedentemente descritto.

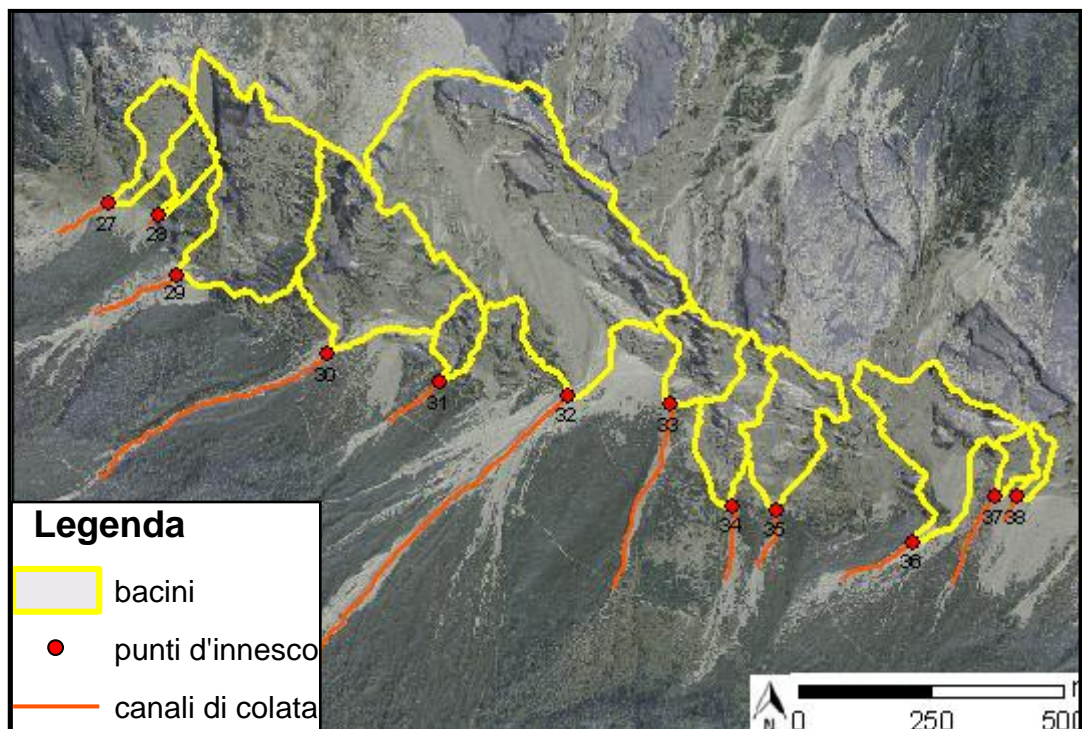


Fig. 34: esempio di mappatura canali attivi e rispettivi bacini di colata.

Anche la mappatura dei conoidi di deiezione è stata effettuata tramite fotointerpretazione, utilizzando come base sia l'ortofoto del 2006 sia il DTM. Tali morfologie possono aver origini diverse, infatti possono essere stati generate da colate detritiche, valanghe o crolli. L'accumulo gravitazionale di frammenti di roccia è molto diffuso sui pendii rocciosi ed è il principale fattore geomorfologico che porta alla formazione di conoidi ai piedi di scogliere dolomitiche. Il ruolo svolto dalle valanghe di neve nella dinamica dei sedimenti, non deve essere tralasciato in tale contesto, esso comporta principalmente la rimozione del detrito sciolto dalle rocce, dagli scivoli e dai canali e la redistribuzione di questo sui pendii sottostanti. Quindi il volume dei conoidi non deve essere considerato come prodotto esclusivo delle colate detritiche.

3.5 ANALISI DIGITALE SU BASE TOPOGRAFICA: SPI

Precedenti ricerche hanno dimostrato che le teste di canale possono essere individuate anche con una relazione tra l'area di drenaggio contribuyente (A) e la pendenza locale (S) (Montgomery & Dietrich 1988; Cavalli & Grisotto, 2006). La combinazione di queste variabili può essere considerata come indice del potenziale verificarsi di una concentrazione di deflusso e della potenzialità erosiva dello stesso (Cavalli & Marchi, 2006).

L'algoritmo adottato per la rappresentazione delle direzioni di deflusso assume un ruolo chiave nel calcolo dell'area contribuyente e della pendenza locale dal DEM (Dalla Fontana e Marchi, 2003). In questo studio si è optato per il metodo classico single flow (D8) che privilegia la descrizione delle situazioni topografiche di concentrazione del flusso rispetto a quelle di dispersione, individuando in modo univoco la connessione tra le celle che compongono la grid del DEM. Secondo diversi autori (Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993; Desmet et al., 1999) parametri topografici che combinano l'area contribuyente e la pendenza locale sono in grado di identificare, nel modello digitale del terreno di un bacino, i possibili punti di inizio dei collettori che costituiscono la rete idrografica. Marchi e Dalla Fontana (2005), hanno adottato un indicatore, per il quale una base fisica può essere ricercata nel concetto di *stream power* (Ω):

$$\Omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot S$$

Dove ρ è la densità dell'acqua, g l'accelerazione gravitazionale, Q la portata e S la pendenza locale. Assumendo la radice quadrata dell'area drenata (A) come surrogato della portata hanno formulato un indice di stream power (*SPI*) su base topografica,:

$$SPI = A^{0.5} \cdot S$$

Questa parte dell'analisi è stata svolta all'interno della "Command Line Window" di ArcGis, che prevede la possibilità di organizzare procedure di analisi semiautomatiche anche complesse, utilizzando file di testo nei quali si susseguono singole linee di comando da calcolare in successione. Fra i diversi strumenti di Spatial Analyst, "Raster Calculator" permette l'esecuzione di compiti multipli, ad esempio calcoli matematici utilizzando operatori e funzioni, creare query di selezione o di scrivere le linee di comando da inserire nella Command Line.

In ArcMap quindi, è stato inserito tramite "Raster Calculator" il seguente comando: $\text{slope}/100 * (\text{Pow}(\text{flowaccumulation}, 0.5))$, per ottenere i valori di SPI.

Gli elementi del DEM che ricadono all'interno di aree di convergenza topografica e che hanno un SPI che eccede un certo valore di soglia identificano potenziali punti di inizio dei canali. SPI rappresenta un valido indicatore del controllo esercitato dai fattori topografici sull'intensità potenziale dei processi d'erosione e di trasporto del sedimento e per questo

motivo può essere preferito al classico metodo della soglia costante per l'estrazione del reticolo.

3.6 PROCEDURA AUTOMATICA RELATIVA AI PUNTI D'INNESCO

In modo simile all'estrazione dell'indice di stream power si presenta la possibilità di estrarre le zone d'innesco di debris flow tramite la relazione tra pendenza locale ed area contribuente che viene proposta da Zimmermann et al. (1997) a partire da studi eseguiti su diversi eventi di colata in Svizzera, che risulta essere di interesse anche per i contesti morfoclimatici caratteristici della zona presa in esame. La teoria si basa sul fatto che diversi sono i fattori che influiscono sulla dinamica del sedimento lungo il reticolo idrografico ma certamente un ruolo fondamentale è attribuibile all'assetto topografico del terreno. La morfologia esprime infatti la presenza di un gradiente energetico necessario per l'attivazione di processi di trasporto. In particolare, area contribuente e pendenza locale possono essere considerate rispettivamente come indici del potenziale verificarsi di una concentrazione di deflusso e della potenzialità erosiva dello stesso.

L'estrazione dei possibili punti di innesco di colata detritica è stata effettuata sulla relazione derivata empiricamente da Zimmermann et al. (1997):

$$S = 0,32 \cdot A^{-0,2}$$

Dove S è la pendenza locale (m/m) e A l'area contribuente (km²). Le celle classificate come potenziale innesco devono eccedere questa soglia (fig. 35).

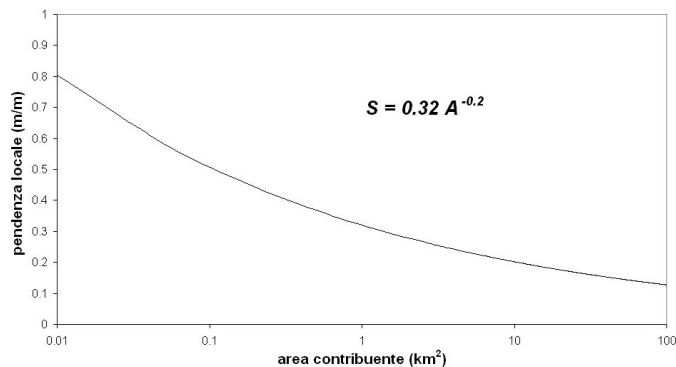


Fig. 35: relazione area-pendenza per l'individuazione dei possibili punti di innesco delle colate detritiche.

Questo approccio trova fondamento nel fatto che, in presenza di sedimento disponibile per essere mobilizzato, l'innesco di una colata detritica canalizzata dipende dal superamento di valori critici di portata liquida e pendenza del canale. La relazione inversa fra area e pendenza esprime il concetto che nei canali a più forte pendenza è sufficiente, per l'innesco, una portata liquida inferiore rispetto a canali con valori di pendenza meno elevati. Per quanto riguarda la disponibilità di sedimento, nel presente studio si è assunto che per valori di pendenza locale maggiori di 38°, valore prossimo all'angolo di attrito interno caratteristico di materiali detritici spigolosi, la quantità di materiale detritico mobilizzabile sia modesta o trascurabile; tali aree sono state pertanto escluse dalle possibili zone d'innesco di colata. Valori elevati dell'area drenata sono solitamente associati a processi di trasporto solido al fondo ed in sospensione, non all'innesco di colate detritiche. Queste ultime possono, come è noto, interessare anche bacini di dimensioni piuttosto ampie (indicativamente, salvo casi particolari, fino a 10-15 km²) ma si originano solitamente in corrispondenza di aree contribuenti decisamente minori. Si è ritenuto che,





oltre una soglia di area contribuente pari a 10 km², possa ritenersi improbabile il verificarsi di fenomeni di innesco di una colata. L'imposizione di questa soglia nella determinazione delle celle di possibile innesco permette inoltre di eliminare gli artefatti creati dalle elaborazioni come, ad esempio, possibili punti d'innesco individuati in prossimità di grandi sbarramenti trasversali lungo i corsi d'acqua maggiori (Cavalli & Marchi, 2006). L'analisi è stata implementata con una procedura semi automatica all'interno dello strumento "Raster Calculator". Seguendo le indicazioni dell'equazione, si procede prima alla conversione del raster di accumulo dei deflussi in chilometri quadrati, poi all'applicazione del secondo membro dell'equazione elevando il raster alla -0.2 utilizzando lo strumento "Pow" che può calcolare l'elevazione di potenza richiesta del raster in ingresso. In seguito si identificano le aree con pendenza superiore a 38° (convertendo la pendenza in m/m) e le si escludono, in quanto non capaci di trattenere sedimento mobilizzabile e, di conseguenza, in corrispondenza delle quali è improbabile che vi sia innesco di colata. La relazione tra pendenza e area contribuente dell'equazione ha completo svolgimento nell'ultima parte, in cui i punti di innesco vengono individuati dall'imposizione del raster delle pendenze maggiore al secondo membro dell'equazione.

3.7 DENSITÀ DEI PUNTI D'INNESCO

Un'indicazione di tipo areale che arricchisce l'informazione puntuale delle celle del DEM individuate come possibili zone d'innesco di colata detritica può essere fornita da una mappa di densità. Una mappa della densità dei potenziali punti di innesco delle colate detritiche è stata ottenuta mediante il tool "Kernel Density" di ArcGis. Attorno ad ogni punto, mediante una funzione statistica, si adatta una superficie uniformemente distribuita di forma circolare. Il valore della superficie è più alto in corrispondenza del punto e diminuisce con l'aumentare della distanza dal punto fino a raggiungere il valore nullo alla distanza corrispondente al raggio d'indagine assegnato. La densità di ogni cella è calcolata sommando i valori di tutte le superfici che interessano il centro della cella stessa. All'interno della funzione "Kernel Density" sono stati inseriti i seguenti valori: cell size = 1 e raggio = 50 m. La mappa risulta avere l'unità di misura in metri quadrati.

3.8 CREAZIONE MAPPA DEI LITOTIPI AFFIORANTI

È stata creata una mappa delle litologie affioranti riguardante tutta l'area di studio. La suddivisione tramite tipologie è stata eseguita tramite fotointerpretazione delle ortofoto del 2006 e del DTM. Per le tipologie legate alla presenza di vegetazione, le ortofoto sono state confrontate con Corine LandCover 2006. La mappatura del territorio è stata effettuata tramite 6 tipologie che di seguito vengono elencate assieme all'estensione areale risultante (tab. 7):

	Codice	Tipologia	Area
	1	detrito sciolto vegetato	7,56 km ²
	2	detrito sciolto non vegetato	4,39 km ²
	3	bedrock vegetato	8,19 km ²
	4	bedrock	7,77 km ²

	5	detrito glaciale cementato	11,99 km ²
	6	bedrock frammisto a detrito	1,54 km ²

Tab.7: elenco tipologie dei litotipi affiorati.

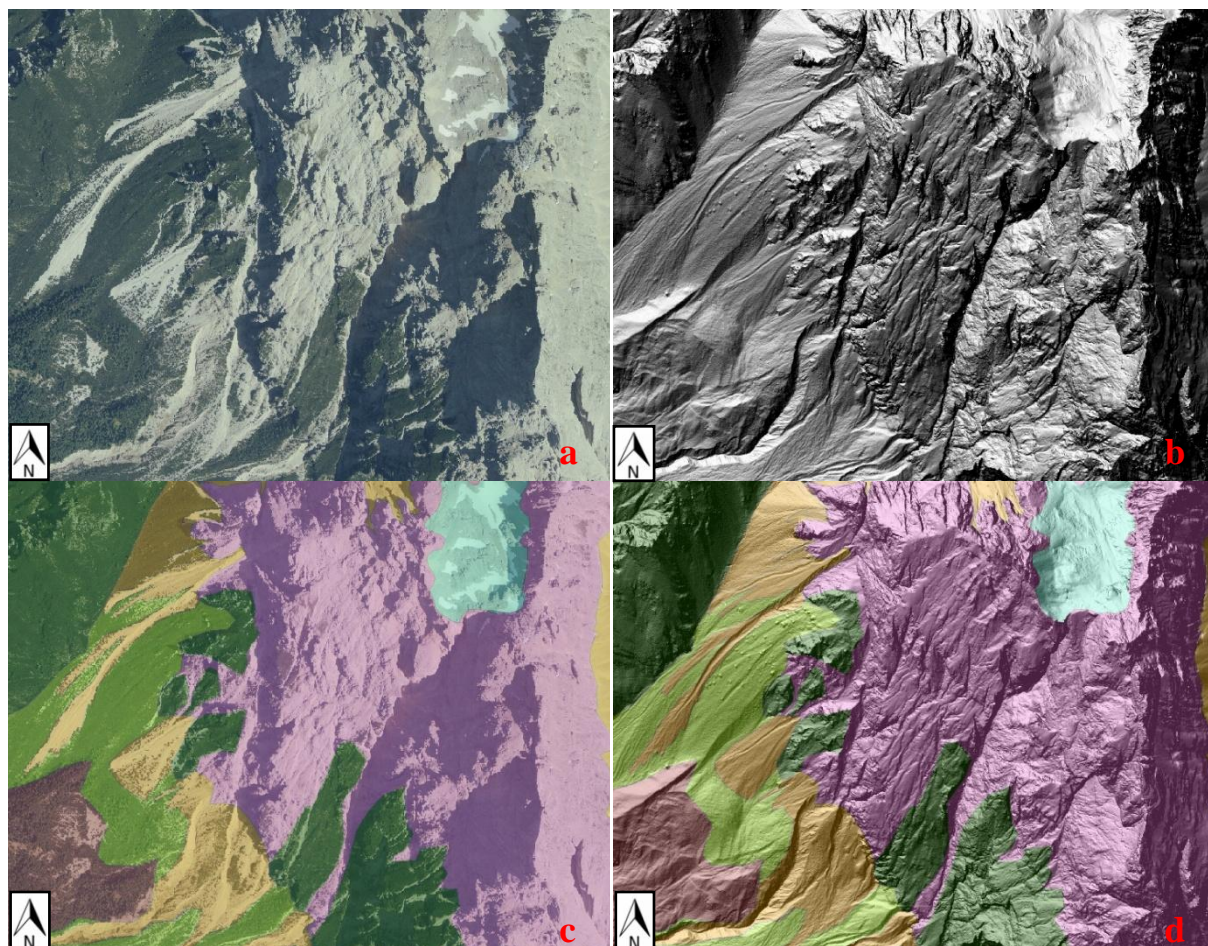


Fig.36 :immagini relative alla creazione della mappa dei litotipi affioranti (scala 1:10000). a) Ortofoto 2006, b) DTM, c) mappa dei litotipi affioranti con ortofoto, d) mappa dei litotipi affioranti con DTM .

Successivamente, per ogni bacino roccioso è stata individuata ed estratta la superficie coperta da detrito sciolto non vegetato. Ciò permetterà nell'analisi di ricercare una possibile correlazione tra presenza di detrito sciolto non vegetato nel bacino e attività del bacino stesso.

3.9 DATI STORICI

Per svolgere l'analisi dei dati, i valori dei parametri ottenuti dalla creazione dei bacini di colata tramite fotointerpretazione vengono messi a confronto con dei dati storici relativi agli eventi di colata, reperiti tramite osservazioni dirette sul posto, notizie storiche e informazione raccolte dagli operatori dell'A.N.A.S., dal 1986 ad oggi. Si tratta quindi di una raccolta di fonti miste non sistematica. Tra tutti questi dati sono stati estrapolati solamente i dati riguardanti i bacini individuati nel lavoro. In conclusione risultano 12 bacini con dati storici reperiti e che vengono considerati nel lavoro storicamente attivi. Tali

dati vengono riassunti nella tabella 8, mentre la totalità delle informazioni è inserita nell'allegato 2.

Nei dati storici, oltre alla fonte, sono riportati il volume (m³), la posizione del pluviometro, l'inizio della precipitazione (data e ora), la durata (min), la quantità (mm) e l'intensità (mm/min). Le precipitazioni si differenziano a seconda dell'intensità e sono divise in 3 categorie: pioggia, burst e ultra-burst. La pioggia inizia quando l'intensità è superiore a 0 mm/min e termina quando l'intensità è inferiore a 0 mm/min per almeno 60 minuti. Il burst invece inizia quando l'intensità supera i 0.1 mm/min e termina quando l'intensità è inferiore a 0.1 mm/min per almeno 10 minuti. Infine l'ultra-burst inizia con intensità superiore a 0.2 mm/min e termina quando l'intensità è inferiore a 0.2 mm/min per almeno 10 minuti.

Nome	gruppo	toponimo	numero bacino	n° eventi
2	1	Rio Ancora	50	1
3	1	Rue d'Ogiva	52	2
10	1	Ospitale 2	58	1
13	2	x	145	1
18	2	Fiames Ra Pezzories	149	5
25	2	FN	151	2
30	2	Canale 3	154	1
32	2	Fiames Pomagagnon	155	6
40	3	Rio Gere	172	4
55	3	Passo Tre Croci	178	3
56	3	Rudavoi	179	8
64	4	Rio Acquabona	223	19

Tab.8: tabella riassuntiva delle fonti relative agli eventi di colata dei bacini analizzati.

4. ANALISI MORFOMETRICA

4.1 PARAMETRI GEOMORFOLOGICI

Successivamente all'identificazione dei bacini sono stati misurati e/o derivati i parametri geomorfologici che caratterizzano le forme individuate e le rispettive reti drenanti:

- A [m²] ➔ area del bacino idrografico proiettata sul piano x, y;
- P [m] ➔ perimetro del bacino idrografico proiettato sul piano x, y;
- L_d [m] ➔ lunghezza del reticolo di drenaggio: somma della lunghezza dei tratti canalizzati (proiettati sul piano x, y) che costituiscono la rete idrografica;
- L_w [m] ➔ lunghezza del bacino sul piano x, y misurata come la linea retta dal punto di chiusura del bacino al punto più distante posto sul perimetro (Wilford et al., 2004);
- Z_{max} [m s.l.m.] ➔ quota massima del bacino;
- Z_{min} [m s.l.m.] ➔ quota minima del bacino;
- ΔZ [m] ➔ dislivello del bacino: differenza tra quota massima e minima;
- S [°] ➔ pendenza media del bacino idrografico (valore medio della griglia delle pendenze);
- ERR [-] ➔ elevation relief ratio. Pike e Wilson (1971) hanno dimostrato che il risultato ottenuto da tale rapporto è matematicamente analogo al più complesso integrale ipsometrico di Strahler (1952) .

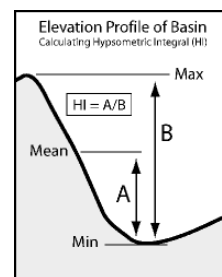


Fig. 37: metodo di calcolo per l'evoluzione del bacino.

È un indice generale di sviluppo di erosione, utile per evidenziare bacini anomali quando si confrontano diversi bacini tra di loro. In base al valore ottenuto si distinguono bacini allo stadio giovanile, maturo o senile;

$$\text{ERR} = \frac{Z_{\text{mean}} - Z_{\text{min}}}{Z_{\text{max}} - Z_{\text{min}}}$$

-MRN [-] → indice di Melton: è un indicatore importante della tipologia di fenomeno di trasporto torrentizio atteso in conoide;

$$MRN = \frac{Z_{max} - Z_{min}}{\sqrt{A}}$$

-Esp → esposizione del bacino (valore medio della griglia dell'aspect);

-L_{A.P.} [m] → lunghezza dell'asta principale del reticolo idrografico proiettata sul piano x, y;

-D_D [1/m] → densità di drenaggio del bacino: definita come il rapporto tra la lunghezza totale del reticolo idrografico (L_d) e la superficie del bacino (A).

$$D_D = \frac{\sum_{i=1}^{N_u} L_{d\ u,i}}{A}$$

Esprime in sostanza il grado di ramificazione della rete drenante e influenza la risposta alle precipitazioni del bacino. Valori alti sono caratteristici di bacini costituiti da terreni impermeabili, mentre valori bassi, e quindi scarsa ramificazione del sistema di drenaggio, sono solitamente osservati su terreni permeabili. La densità di drenaggio è però influenzata da vari fattori come: la geologia, il clima, la topografia e l'uso del suolo; ed è direttamente proporzionale all'intensità delle precipitazioni e all'acclività dei versanti.

Questo parametro risente molto della scala di osservazione alla quale si va ad analizzare il bacino per ricavarne la rete drenante. Maggiore è il dettaglio cartografico di riferimento, maggiore è anche il dettaglio con cui vengono individuati tutti i rami drenanti sul territorio: la somma delle lunghezze di tutti questi rami risulta in questo modo alquanto variabile. In questo lavoro, avendo una risoluzione molto alta del DEM, pari a 1 m, è stata utilizzata la funzione "flowaccumulation>800" per estrapolare la rete drenante dei bacini e successivamente si è proceduto ad un controllo manuale, cancellando la rete drenante nelle zone dove non vi erano incisioni precise e visibili;

-F [-] → forma del bacino: misura adimensionale calcolata dal rapporto tra l'area ed il quadrato della lunghezza del bacino (de Scally et al., 2010);

$$F = \frac{A}{L_W^2}$$

-SF [-] → fattore di forma: è il rapporto tra il diametro di un cerchio con la stessa area del bacino e la lunghezza massima di flusso nel bacino di utenza (Marchi et al., 2014);

$$SF = \frac{d}{L_{A.P.}}$$

- F_G [-] → fattore di forma di Gravelius: definito come rapporto tra il perimetro del bacino e la circonferenza del cerchio avente la stessa area del bacino.

$$F_G = \frac{P}{\pi * D} = 0,28 * \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Questo fattore ci da un'idea della compattezza del bacino, ossia se questo è sviluppato lungo una direzione particolare rispetto ad altre o se presenta una forma raccolta, simile ad un cerchio;

- RR [-] → relief ratio: misura adimensionale che descrive la scabrezza del bacino calcolata tramite il rapporto del dislivello del bacino e la lunghezza del bacino (Wilford et al., 2004);

$$RR = \frac{\Delta Z}{L_W}$$

- $A \% > 35^\circ$ [%] → percentuale di area del bacino con pendenza superiore a 35° (Wilford et al., 2004);

- $A \% 30^\circ - 40^\circ$ [%] → percentuale di area del bacino con pendenza compresa tra i 30° e i 40° (Wilford et al., 2004);

Per quanto riguarda invece i canali di colata sono stati misurati e calcolati i seguenti parametri:

- L [m] → lunghezza sul piano x, y della traccia: lunghezza misurata sul piano x, y del percorso effettivo seguito dal canale di colata;

- l [m] → distanza sul piano x, y tra punto iniziale e finale della traccia;

- Z_{max} [m s.l.m.] → quota massima del canale;

- Z_{min} [m s.l.m.] → quota minima del canale;

- ΔZ [m] → dislivello tra punto iniziale e finale della traccia: calcolato come differenza tra quota max. e min.;

- Z_m [m s.l.m.] → quota media della traccia del canale;

- S [°] → pendenza media della traccia (valore medio della griglia delle pendenze);

- T [%] → tortuosità relativa della traccia: viene calcolata con la formula seguente:

$$T = \frac{L-1}{1} * 100$$

La tortuosità dei canali esprime essenzialmente quanto la lunghezza (L) differisce dalla distanza tra punto iniziale e finale della traccia.

Nel presente lavoro vengono presi in considerazione solamente i canali attivi, determinati su base interpretativa (foto aeree e sopralluoghi). Come canali attivi vengono considerati quelli associati ad una evidente incisione morfologica e privi di vegetazione (canali più attivi) o solo parzialmente vegetati. Il punto terminale del canale, situato verso valle, viene fissato nella zona di terminazione dell'incisione sul detrito, nella parte del canale dove avviene la transizione tra prevalente erosione e prevalente deposizione.

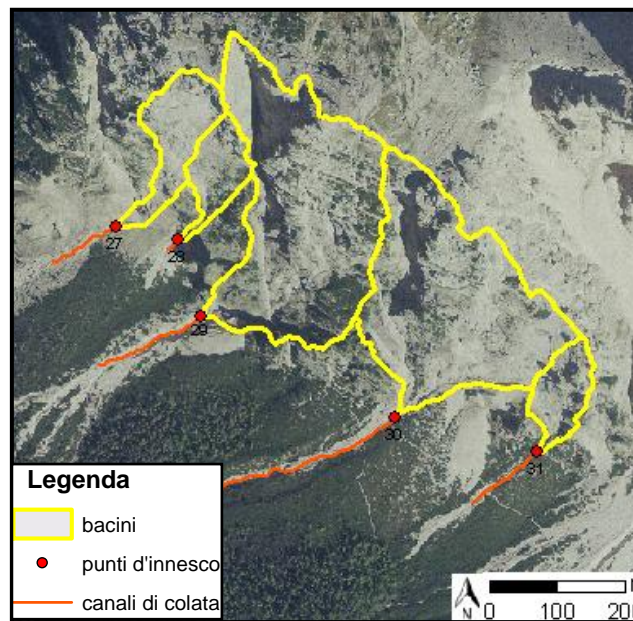


Fig. 38: esempio di canali considerati attivi.

Dalla mappa litologica creata, descritta nel paragrafo 3.8, è stata estratta l'area coperta da detrito non vegetato per ogni bacino. Successivamente questo dato è stato rapportato all'area del singolo bacino in modo da ottenere la percentuale di copertura del detrito sciolto rispetto all'area totale. Tale dato permette di ottenere una valutazione semi-quantitativa della disponibilità di detrito mobilizzabile all'interno del bacino. L'incertezza legata alla mappatura del detrito sciolto non vegetato può diventare rilevante ($\pm 10\%$) quando l'area di interesse risulta in ombra nelle riprese aeree disponibili.

4.2 RISULTATI OTTENUTI

L'analisi dei dati ottenuti si articola in quattro fasi:

- descrizione morfometrica dei bacini di colata (valori tipici e loro dispersione, distribuzione di frequenza dei parametri più rilevanti);
- confronto con la morfometria dei bacini di colata in diversi contesti geologici-geomorfologici (letteratura nazionale ed internazionale);
- individuazione e descrizione delle principali relazioni che legano i parametri misurati;

- confronto tra la morfometria rilevata e il grado di attività dei bacini derivato dalle notizie storiche disponibili e dalle relazioni che legano i parametri misurati con la lunghezza del canale di colata.

Sono distinti i dati relativi ai bacini idrografici ed alle loro reti di drenaggio da quelli relativi ai canali. Tutti i parametri misurati, insieme ai loro valori massimi, minimi, media e deviazione standard sono riportati nell'allegato 1. La deviazione standard è l'indice di dispersione dei dati rispetto alla media e quantifica l'intervallo entro il quale si distribuiscono i valori e quanto i dati siano vicini o lontani dal valore medio.

4.2.1 Descrizione morfometrica dei bacini di colata.

La procedura descritta nel capitolo 3 ha portato all'individuazione di 73 bacini di colata rispettivamente divisi per gruppi: 11 per il gruppo 1, 27 per il gruppo 2, 21 per il gruppo 3 e 14 per il gruppo 4 (fig. 39). I bacini sono localizzati ad una quota media superiore ai 2000 m s.l.m., in una fascia d'altitudine compresa tra i 1482 m e i 3220 m. Questi bacini hanno un'esposizione rivolta verso sud, sud-ovest. I valori relativi al dislivello dei bacini (ΔZ) hanno una media di 500.93 m e sono compresi nell'intervallo tra 71.54 m e 1364 m. Tali dati permettono di comprendere la diversità di grandezza dei numerosi bacini. Per quanto riguarda i valori di pendenza media riscontrati nei bacini di utenza, il valore medio è di $50,32^\circ$ con dati che variano da $37,57^\circ$ a $65,54^\circ$. I bacini sono litologicamente composti da dolomia principale, formazione geologica presente in tutti i bacini, ad eccezione dei bacini Rio Gere, Tre Croci e Rudavoi dove è presente una lente costituita dalla formazione di Travenanzes (siltiti, argilliti e marne).

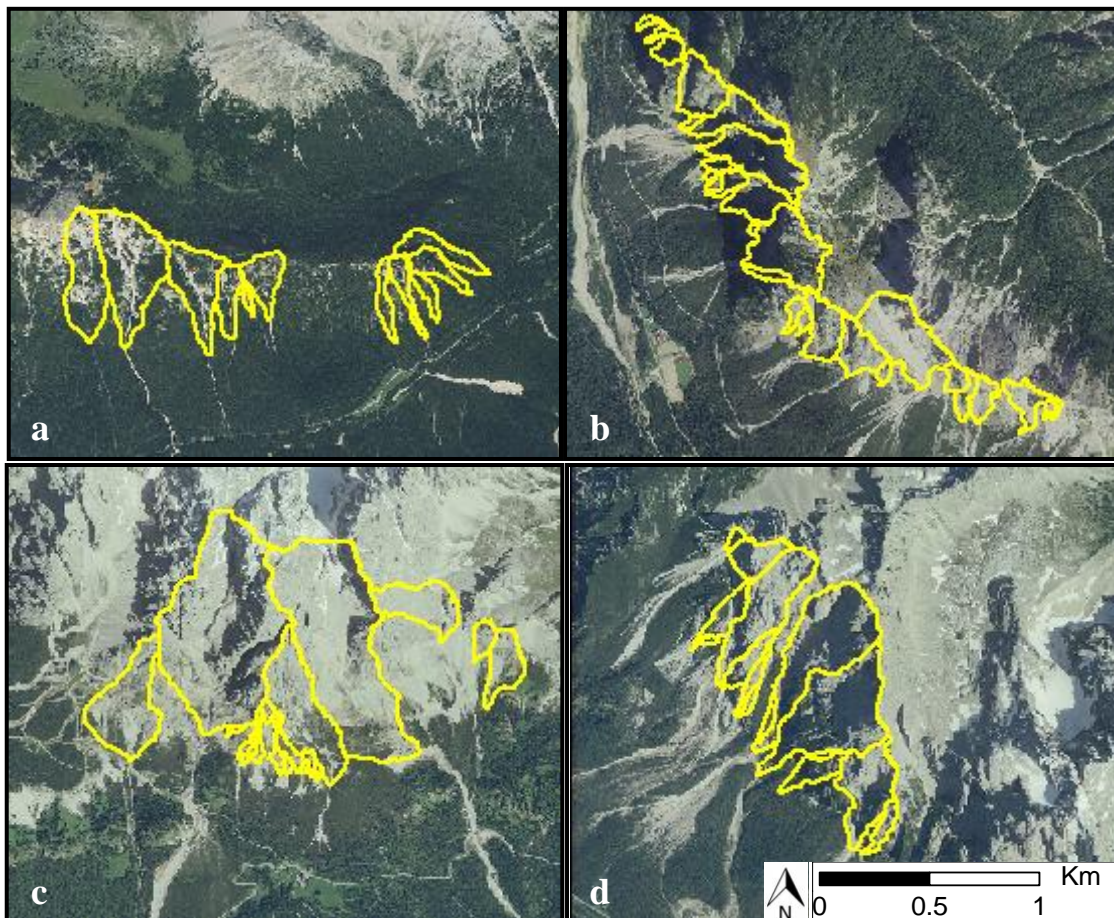


Fig. 39: a) particolare del gruppo 1, b) particolare del gruppo 2, c) particolare del gruppo 3, d) particolare del gruppo 4.

Di seguito sono riportati alcuni istogrammi di frequenza creati attraverso un foglio Excel relativi ai parametri geomorfologici e morfometrici calcolati dei 73 bacini e canali individuati.

Area

L'istogramma è composto da otto classi, sull'ascissa vengono riportati i valori dell'area, in ordinata viene riportata la frequenza relativa.

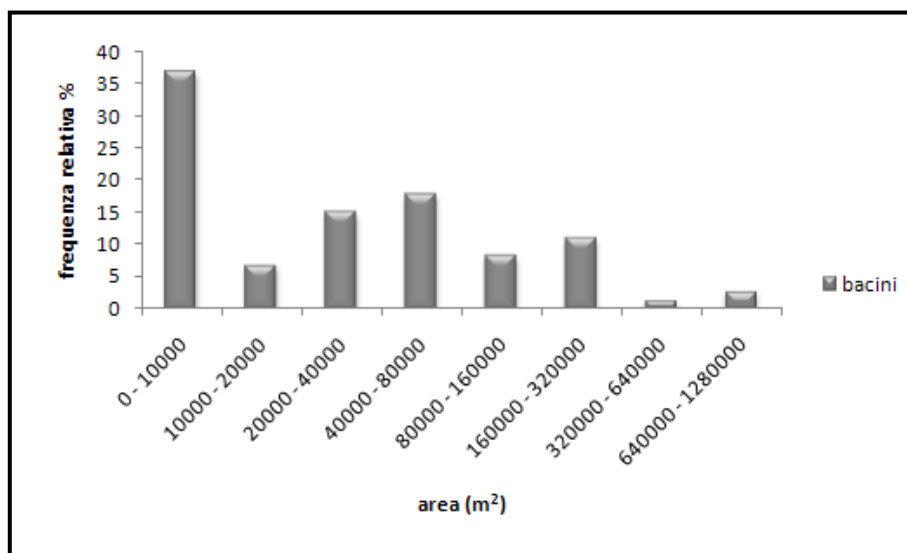


Fig. 40: istogramma di frequenza relativo ai valori dell'area (m²).

L'area di un bacino può variare dai 1395 m² ai 748617 m². Si può notare che il 37% della totalità dei bacini (27), possiede un'area inferiore all'ettaro, e quindi rientrano a far parte della prima classe nell'istogramma. Tale abbondanza ha imposto una suddivisione dei bacini in 2 categorie, che verranno utilizzate successivamente nell'analisi. Nella prima categoria sono inclusi tutti i 73 bacini individuati, mentre la seconda risulta composta da 46 bacini. Appartengono a questa categoria solo i bacini con area superiore ad un ettaro. Questa suddivisione è stata obbligata dal fatto che numerosi bacini tra quelli ricavati dalla procedura risultano essere bacini completamente composti da roccia, estremamente piccoli e con zona d'innescio posta tra la roccia affiorante ed il detrito. Questo particolare gruppo di bacini non possiede un'area superiore all'ettaro e non mostra mobilità; per questi motivi tali bacini non sono strettamente associati ad un'elevata pericolosità e si è quindi deciso di analizzarli in maniera differente.

Abbondanza relativa della pendenza

Successivamente è stata esaminata la percentuale di area dei bacini rispettivamente con pendenza superiore a 35° e con pendenza compresa tra i 30° e i 40°. In particolare l'area con pendenza superiore a 35° corrisponde essenzialmente alla zona di roccia affiorante o sub-affiorante nel bacino, mentre l'area con pendenza compresa tra 30° e 40° identifica il detrito che si accumula alla base delle pareti e che risulta tipicamente mobilizzabile. Per alcuni bacini però le zone con pendenze comprese tra i 30° e 40° risultano essere coperte da vegetazione e non da detrito mobile, per tale motivo nel paragrafo 4.2.3 verrà utilizzato, ai fini dell'analisi, il dato relativo alla presenza di detrito sciolto nel bacino estratto dalla mappa litologica creata (fig. 41).

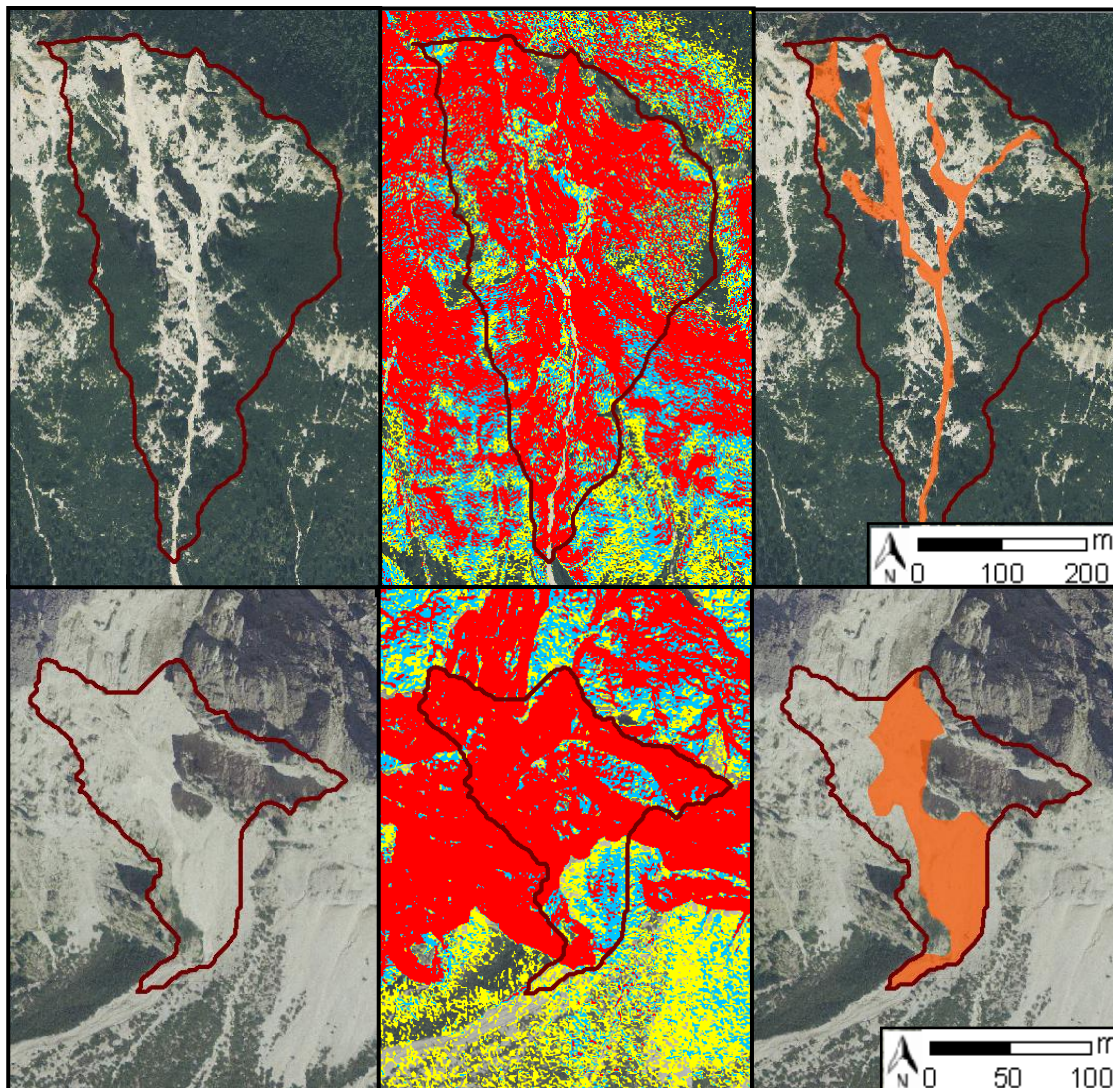
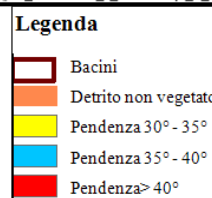


Fig. 41: Bacini 2 e 36. a) ortofoto 2006; b) mappa delle pendenze; c) mappa litologica: detrito sciolto non vegetato.



	Area % > 35°		Area % 30° - 40°	
	bacini	bacini>1 ha	bacini	bacini>1 ha
Max	96.66	93.63	59.81	59.81
Min	47.40	47.81	4.53	5.65
Media	82.65	81.68	22.52	25.26
Dev.St.	10.92	10.30	11.21	11.51

Tab.9: Valore massimo, minimo, medio e deviazione standard della percentuale di area del bacino con pendenza superiore a 35° e compresa tra 30° e 40°

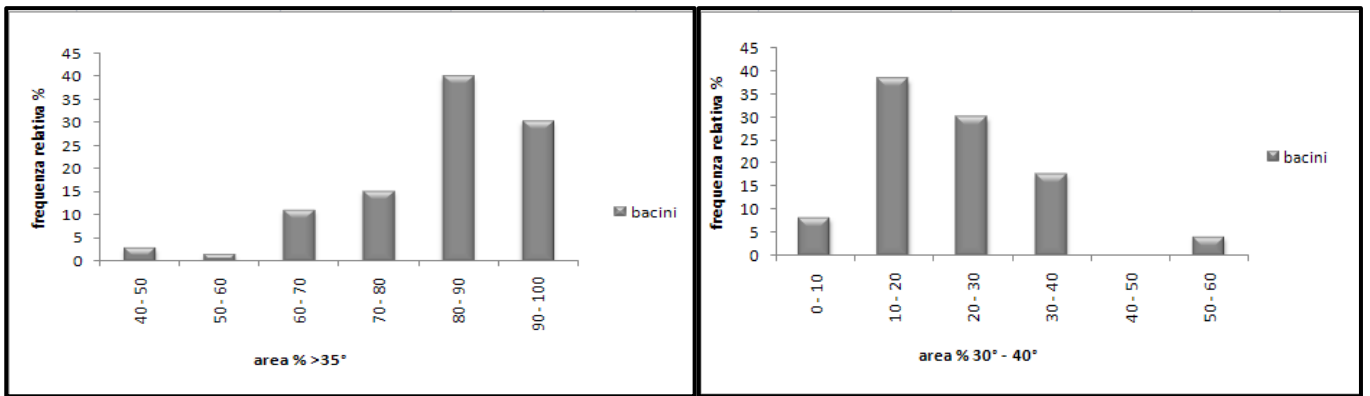


Fig. 42: istogramma di frequenza relativo alla percentuale di area del bacino con pendenza maggiore a 35° e compresa tra 30° e 40°.

Dal primo istogramma è possibile esaminare che la quasi totalità dei bacini possiede più della propria metà dell'area con pendenza superiore ai 35°. Solamente due bacini risultano avere valori prossimi al 47%; nello specifico tali bacini, 45 e 48, vengono riportati in figura 43. I due bacini comprendono, all'interno della loro area, una zona costituita prevalentemente da roccia e un'ulteriore zona, a monte di essa, composta da detrito sciolto e parzialmente vegetato, con pendenza compresa tra i 15° e i 30°.

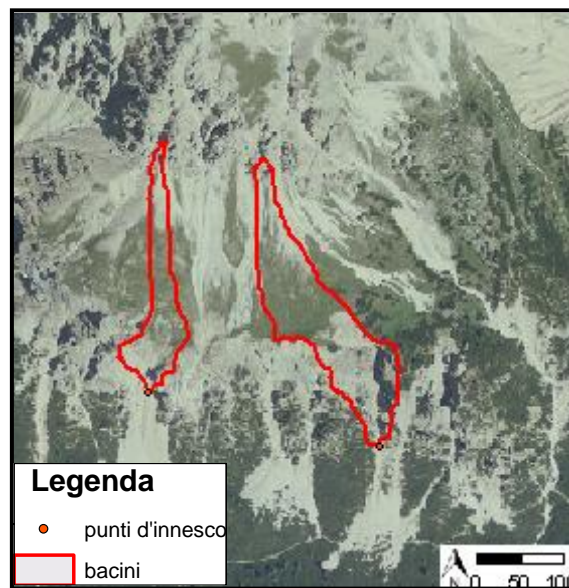


Fig.43: particolare dei bacini 45 e 48.

Dalla carta geologia si nota che l'area poco pendente all'interno dei bacini corrisponde ad una variazione litologica. Nella figura 44 è visibile un sovrascorrimento secondario e l'affioramento in tale zona della formazione di Travenanzes.

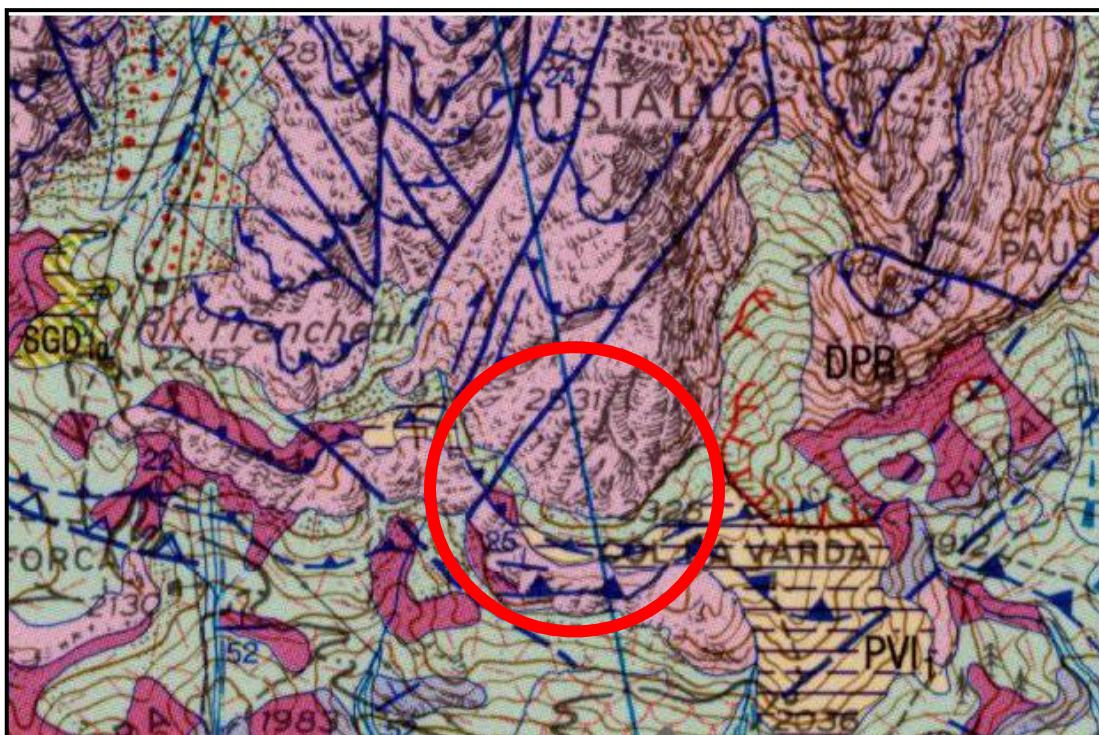


Fig. 44: particolare Carta Geologica d'Italia 1:5000.

Analizzando le classi con maggior frequenza relativa ne risulta che il 70% della totalità dei bacini possiede una pendenza superiore a 35° per oltre l'80% della propria area.

Considerando il secondo istogramma invece, si evince che, la percentuale di area con valori di pendenza compresi tra i 30° e i 40°, ricade tra il 10% e il 40% dell'area totale, con una media del 22%. I bacini con valori superiori al 50% sono i seguenti: 59, 66 e 68, e per questi è stato eseguito un controllo sui valori di pendenza media, con il riscontro di valori medio-bassi del parametro, rispettivamente di: 39.87°, 40.47° e 37.57°. Il dato è stato successivamente confrontato con la mappa litologica ed è stata riscontrata l'effettiva corrispondenza di abbondante detrito presente in tali aree. I bacini riportati nella prima classe, con percentuale di area inferiore al 10%, sono 6. Tale dato è stato confrontato con i risultati ottenuti dallo studio di Wilford et al., 2004; secondo l'articolo per un debris flow l'area con pendenza compresa tra 30° e 40° deve superare il 18% dell'area totale del bacino, e questo deve avere una lunghezza inferiore a 2.7 km. Tale teoria è stata esaminata e confrontata con i risultati ottenuti nel seguente lavoro. Ponendo come vincolo la lunghezza inferiore a 2.7 km, sono stati individuati i bacini con una percentuale inferiore a 18. Ne sono stati riscontrati, nella totalità, 28 cioè il 38%, 16 dei quali possiedono un'area inferiore ad 1 ha (57%). Osservando questi dati con maggiore attenzione, tali bacini risultano essere tutti formati da roccia con pareti molto verticali e quindi con valori di pendenza elevati. Questi valori così bassi di percentuale dell'area, compresa tra 30° e 40°, rispecchiano le dinamiche di colata peculiari della zona considerata, infatti tali colate si innescano nella zona di conoide, sul detrito, e non in roccia.

Indice di Melton

Dall'analisi dell'indice di Melton tutti i valori ottenuti risultano essere superiori a 0.5. Ai fini del presente studio e dal momento che, come descritto, i bacini considerati presentano area modesta, per la valutazione dell'indice morfometrico si è posto un valore di soglia dell'indice di Melton pari a 0.50: per $MRN < 0.50$ i fenomeni attesi sono flash flood e debris flood; per valori di $MRN > 0.50$ i fenomeni attesi sono i debris flow. Tali valori dimostrano quindi che i processi analizzati sono dei debris flow e che, in base alle caratteristiche morfometriche dei bacini, essi possono produrre tali eventi. Gli indici ottenuti sono molto

elevati rispetto a quelli osservati in letteratura da de Scally et al. (2010) e Wilford et al. (2004). I valori sono compresi tra 1.23 e 7.00 (tab.11).

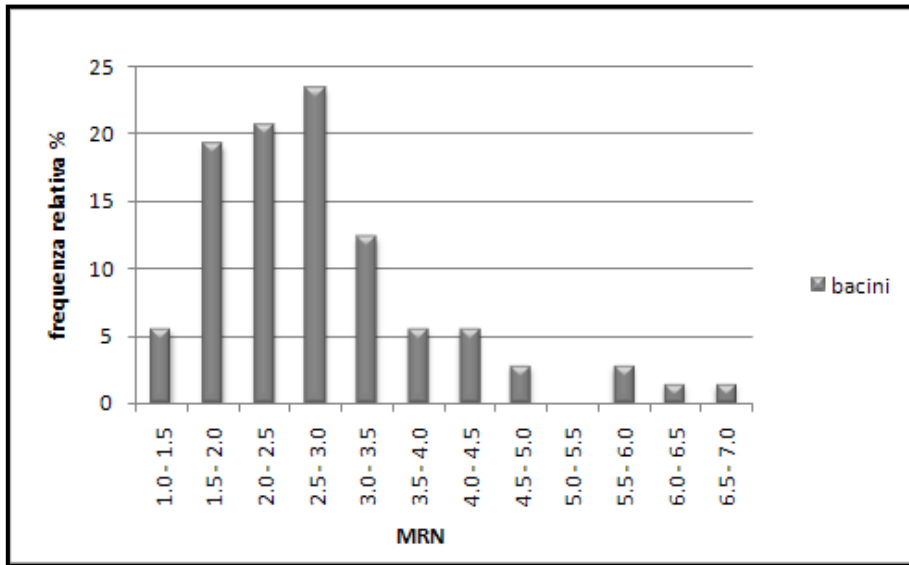


Fig. 45: istogramma di frequenza relativo all'indice di Melton.

Dall'istogramma di frequenza è possibile dedurre che il 63% dei bacini ha un MRN compreso tra 1.51 e 3.

Indice di evoluzione ERR

Successivamente è stato esaminato l'indice di erosione ERR, o integrale ipsometrico; tale indice descrive lo stato di evoluzione del bacino. I risultati sono compresi tra 0.32 e 0.68 per i 73 bacini.

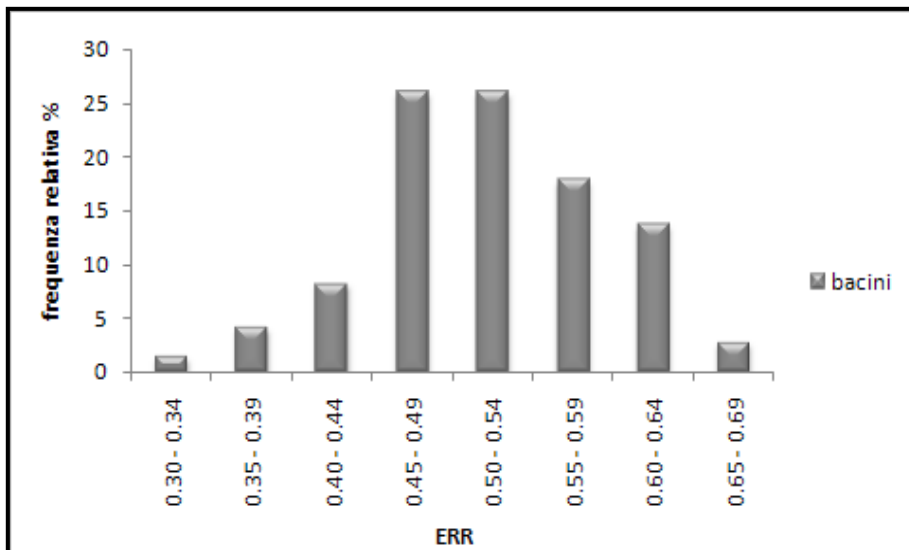


Fig. 46: istogramma di frequenza relativo all'elevation relief ratio.

Un'analisi dettagliata mostra che valori superiori a 0.5 vengono riscontrati nel 62% dei bacini studiati e valori superiori a 0.45 sono osservati nell'88% di essi. La media risultante da questi dati è 0.5. L'elevation relief ratio è un indice generale di sviluppo di erosione, valori di ERR superiori a 0.6 descrivono bacini "giovani", instabili, con attività erosiva elevata e uno squilibrio tra evoluzione tettonica e dinamica erosiva. Valori compresi tra 0.4 e 0.6 descrivono bacini "maturi", con attività erosiva media e un equilibrio dinamico. I

valori di ERR inferiori a 0.4, invece, descrivono bacini “vecchi”, piuttosto stabili e con modesta attività erosiva. In particolare, a quest’ultima categoria, appartengono i bacini che hanno già completato tutta l’asportazione dei terreni erodibili. In questo studio si riscontrano 12 bacini “giovani”, 57 bacini “maturi” e 4 bacini “vecchi”. Secondo Strahler (1952) valori elevati dell’integrale ipsometrico indicano una fase giovanile di sviluppo del bacino e, a tal proposito, una modesta parte dei bacini studiati in questo lavoro, corrisponderebbe a fasi precoci di sviluppo, mentre la quasi totalità indicherebbe una fase di sviluppo più matura. L’evoluzione verso forme più mature, da parte dei bacini, può essere raggiunta attraverso l’incisione delle superfici rocciose. Queste incisioni sono causate principalmente da flussi di detriti nei canali e da altri processi attivi che avvengono nelle pareti rocciose come ad esempio i crolli, che trasformano la superficie e che promuovono una transizione verso uno stadio più maturo del bacino.

Densità di drenaggio

Esaminando la densità di drenaggio vengono riscontrati valori che variano da 5.09 1/km a 36.33 1/km con una media di 19.44 1/km. Analizzando le classi, la maggior frequenza relativa risulta nei bacini con densità di drenaggio compresa tra 15 1/km e 20 1/km. Tali dati rispecchiano le caratteristiche dei bacini, evidenziando la ramificazione del sistema di drenaggio e la permeabilità del terreno. Come descritto nel paragrafo 4.1 questo valore risente della scala di osservazione con la quale si va ad analizzare il bacino per ricavarne le caratteristiche fisiche e morfologiche. Inoltre la permeabilità della dolomia varia fortemente da sito a sito e può essere elevata se sono presenti fratturazione o fenomeni carsici. Tuttavia, nonostante la fratturazione della roccia, la maggior parte degli affioramenti dolomitici, come quelli dell’area studio, agisce come superficie impermeabile in risposta a precipitazioni intense (Marchi et al., 2008). Il deflusso superficiale infatti, rimuove i detriti dalle pareti di roccia e trasporta i sedimenti sul letto dei canali. È importante ricordare che oltre all’impermeabilità del terreno, le condizioni che permettono il verificarsi di questo trasporto solido come debris flow sono: gradiente sufficientemente elevato e presenza di detrito.

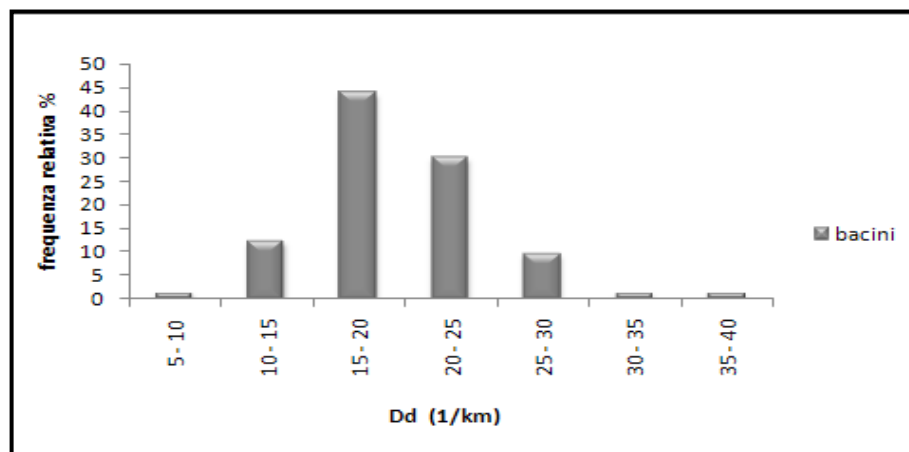


Fig.47 : istogramma di frequenza relativo alla densità di drenaggio (1/km).

Forma del bacino

L’utilizzo della formula di de Scally et al. (2010) permette l’analisi della forma del bacino. Per questo parametro si sono ottenuti valori compresi tra 0.08 e 0.61 e un valore medio di 0.25. Dall’istogramma si osserva che il 64% dei bacini possiede un indice di forma compreso tra 0.11 e 0.30. Tramite un’attenta fotointerpretazione vengono individuate 3 categorie di forma e i loro relativi intervalli di valore: punteggi compresi tra 0.0 e 0.26 individuano bacini con forma ovale allungata – rettangolare bislunga; punteggi compresi tra 0.27 e 0.37 rispecchiano bacini con forma rotonda ovale allungata, con la parte alta

molto arrotondata e la parte inferiore stretta e lunga; mentre valori superiori a 0.38 indicano bacini con forma rotonda-ovale. Si osservano in questa analisi 47 bacini con forma ovale allungata – rettangolare bislunga, 17 bacini con forma rotonda ovale allungata e 9 bacini con forma rotonda – ovale (fig. 49).

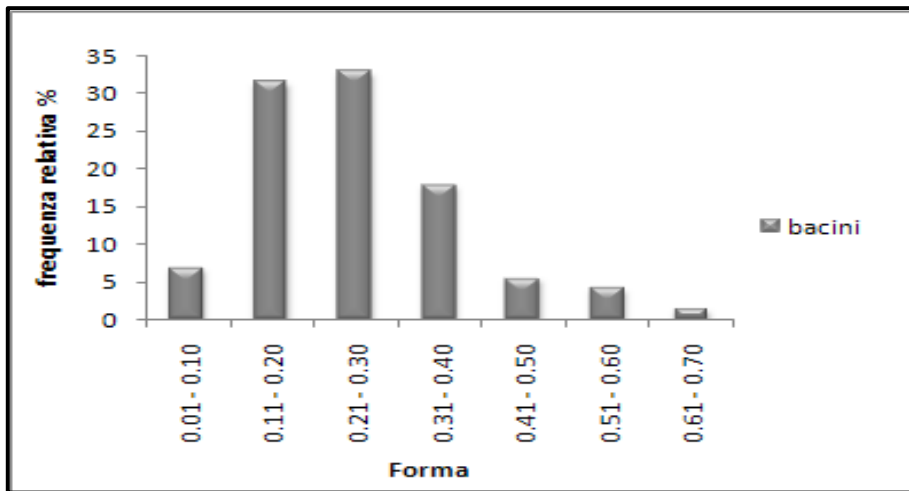


Fig. 48: istogramma di frequenza relativo alla forma.

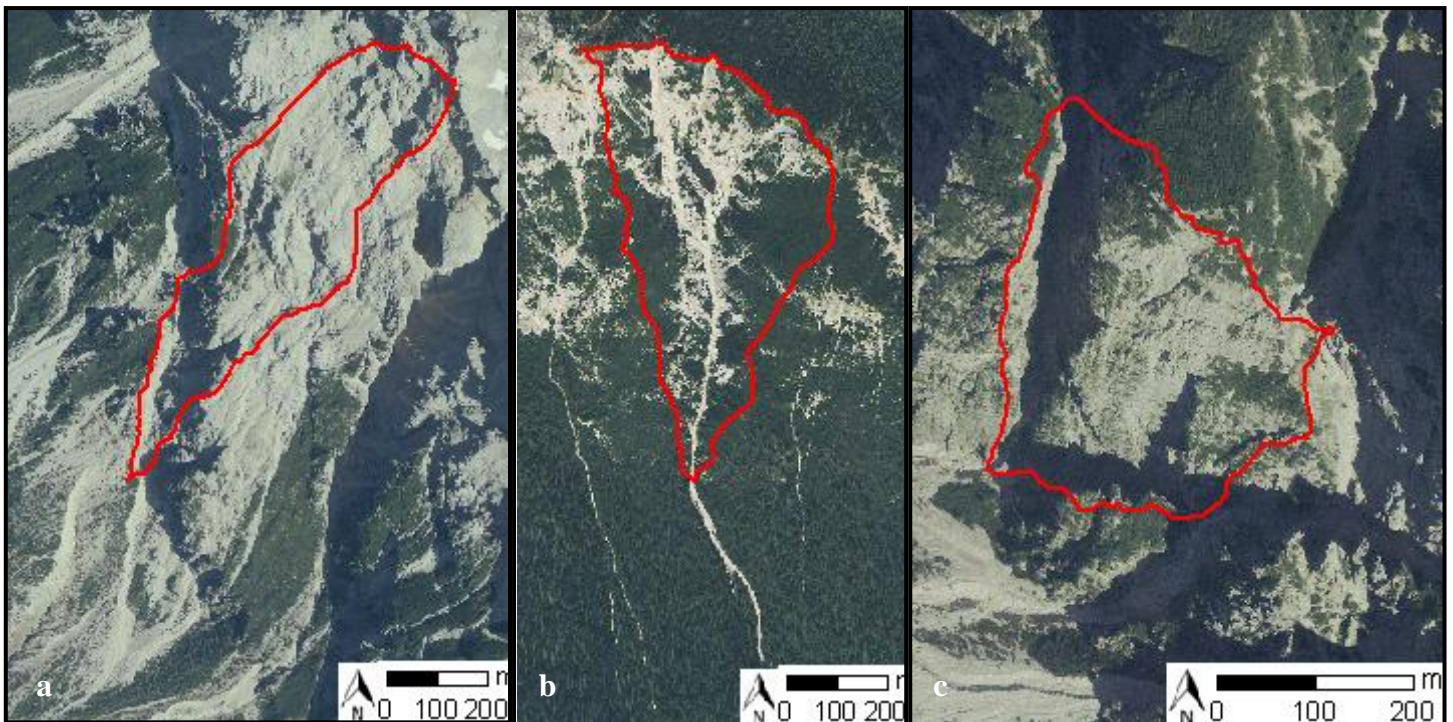


Fig. 49: a) forma ovale allungata-rettangolare bislunga; b) forma rotonda ovale allungata; c) forma rotonda-ovale.

Fattore di forma

Successivamente si è calcolato anche il fattore di forma descritto da Marchi et al. (2014). Questo parametro si avvale della lunghezza dell'asta principale come denominatore in contrapposizione alla retta che dalla sezione di chiusura del bacino interseca il punto del perimetro più distante, utilizzata come denominatore per calcolare il parametro analizzato precedentemente. Al numeratore, al posto dell'area, viene posto il diametro relativo al cerchio avente la stessa area del bacino. In questo caso i valori sono compresi tra 0.21 e 2.53 e dall'istogramma si evince che la maggior parte dei bacini ha un fattore di forma compreso tra 0.51 e 1 evidenziando la caratteristica forma allungata.

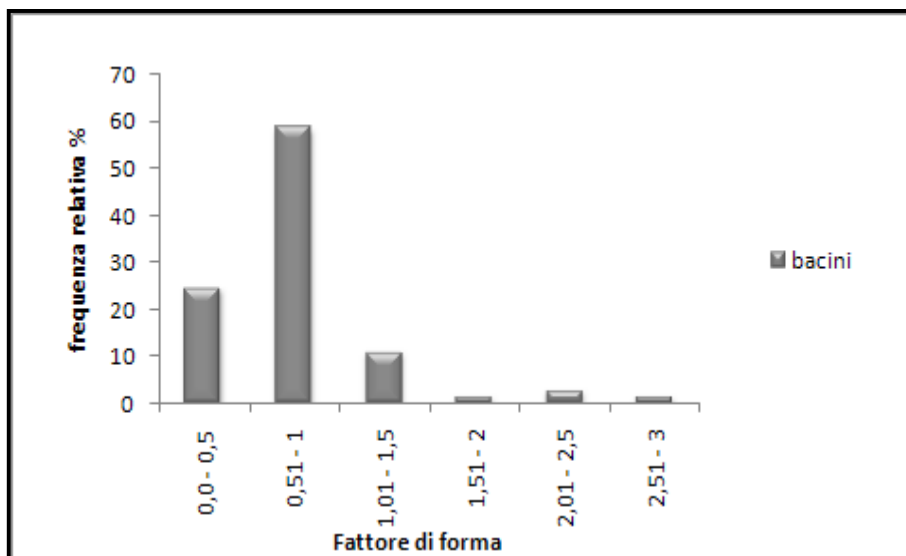


Fig. 50: istogramma di frequenza relativo al fattore di forma.

Relief Ratio

I risultati ottenuti tramite il calcolo del parametro morfometrico relief ratio sono compresi tra 0.65 e 3.09, con una media di 1.33. La frequenza maggiore è riscontrata nelle prime due classi, questo evidenzia l'elevata pendenza dei bacini.

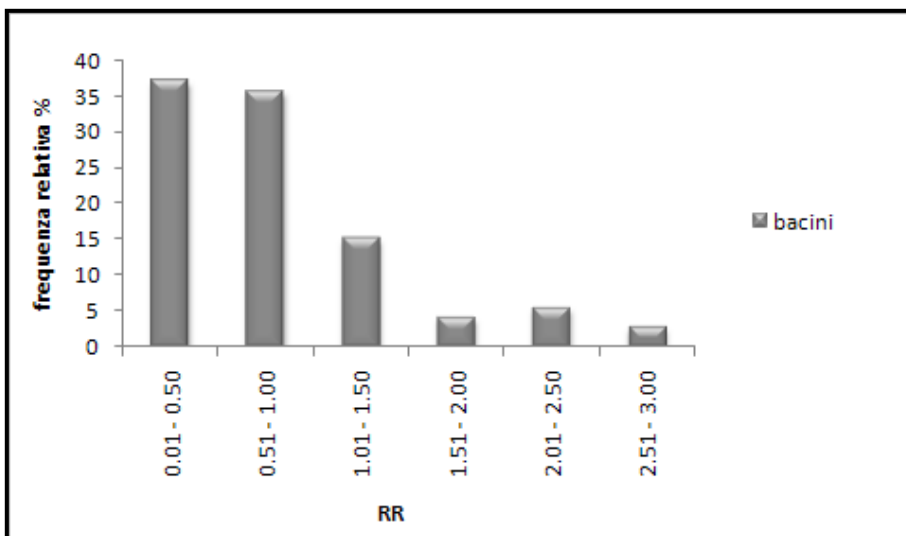


Fig. 51: istogramma di frequenza relativo al parametro relief ratio.

Detrito sciolto non vegetato presente nel bacino

Per concludere è stato creato un istogramma di frequenza relativo alla percentuale di area coperta da detrito sciolto non vegetato presente nel bacino. Si riscontra che la maggior parte dei bacini possiede una superficie coperta da detrito inferiore al 20% dell'area totale. Con tali risultati è possibile affermare che i bacini descritti e analizzati nello studio sono bacini in roccia composti prevalentemente da dolomia e con pendenze rilevanti superiori ai 38°, che non permettono quindi la deposizione del materiale.

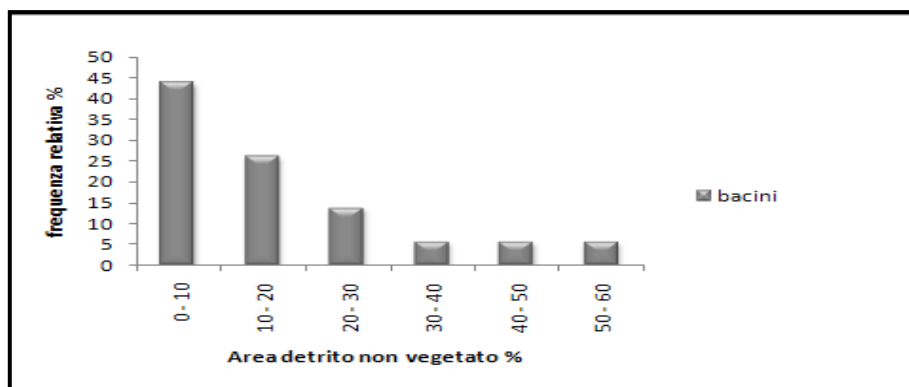


Fig. 52: istogramma di frequenza relativo alla percentuale di area coperta da detrito non vegetato sull'area del bacino.

4.2.2 Confronti morfometrici

Area

I dati relativi all'elevazione, pendenza e area dei bacini di utenza sono stati confrontati con quelli proposti da Marchi (2014). In tale articolo l'autore analizza i bacini di colata in 3 zone situate nelle Dolomiti (parte superiore dei bacini idrografici dei torrenti Cordevole, Cordon e Missiaga) ed osserva valori di elevazione, pendenza ed esposizione che rispecchiano quelli osservati in questo lavoro, con valori di quota media compresi tra 2210 e 2902 m e quelli relativi all'area compresi tra 17106 e 30196 m².

Abbondanza relativa della pendenza

Wilford et al. (2004) ottengono valori di area con pendenza tra 30° e 40° compresi tra il 20% e il 45%, con una media del 35%. Questi valori differiscono da quelli riscontrati nel lavoro poiché rispecchiano una morfologia dell'area di studio completamente differente da quella che si può trovare a Cortina d'Ampezzo. Si tratta di territori canadesi composti da granito, dove il paesaggio è dominato da estesi depositi morenici e fluvio-glaciali, che coprono la maggior parte del substrato roccioso sottostante, lasciati in eredità dall'ultima glaciazione Fraser che si ritirò completamente tra i 10700 e i 9300 anni fa. Per tale motivo in Wilford et al. (2004) i valori risultano maggiori rispetto a quelli ricavati da questo studio.

Indice di Melton

L'indice di Melton è un indicatore importante della tipologia di fenomeno di trasporto torrentizio atteso in conoide, in particolare permette di distinguere un evento di colata detritica da un evento fluviale. Confrontando i valori dell'indice (relativo ad un processo di colata detritica) ricercati in letteratura e riassunti nella tabella 10, anche se i valori ottenuti in questo lavoro sono elevati, essi assicurano che gli eventi attesi saranno dei debris flow.

Articolo	Tipo di Materiale	Indice di Melton
Jackson et al. (1987)	Rocky Mountains, Alberta (sedimentary)	Melton > 0.30
Bovis and Jacob (1999)	Coast and Cascade Mountains, British Columbia (volcanic, intrusive, sedimentary)	Melton > 0.52
De Scally et al. (2001)	Southern Alps, NZ (sedimentary)	Melton > 0.38
De scally and Owens (2003, 2004)	Southern Alps, NZ (sedimentary)	Melton > 0.75
Wilford et al. (2004)	Coast Mountains, British Columbia (volcanic, intrusive, sedimentary)	Melton > 0.60 and Length > 2.7 km
De Scally et al. (2010)	Southern Alps, NZ (sedimentary)	Melton > 0.45

Tab. 10: tabella relativa ai parametri utilizzati in letteratura per l'indice di Melton.

Indice di evoluzione ERR

I valori relativi all'indice di evoluzione rispecchiano i risultati ottenuti da Marchi et al. (2014), dove valori superiori a 0.5 sono stati osservati nel 79% dei bacini (con valori compresi tra 0.45 e 0.79).

Forma del bacino

I valori ottenuti da de Scally et al. (2010) sono compresi tra 0.15 e 0.74 con una media di 0.34, rispecchiano quelli ottenuti dallo studio e descrivono il dominio della forma rotonda ovale allungata sugli altri tipi di forma del bacino.

Fattore di forma

In Marchi (2014) questi valori sono compresi tra 0.49 e 0.52. I risultati esprimono la rilevanza di bacini con forma di tipo allungata.

Relief Ratio

I risultati ottenuti per questo parametro sono elevati rispetto a de Scally et al. (2010) e Wilford et al. (2004). Questa diversità trova risposta nella differente morfologia dei bacini. Infatti, come già ribadito, questi bacini sono piccoli bacini in roccia, molto pendenti e con una lunghezza piuttosto breve in confronto a quelli descritti negli articoli.

4.2.3 Relazioni tra parametri misurati

Di seguito vengono descritti i grafici a dispersione (scatter plot) realizzati tramite l'uso di un foglio Excel.

Area

L'area in m^2 è stata correlata con i seguenti parametri: pendenza media ($^\circ$), lunghezza delle aste drenanti L_d (m), indice di Melton, elevation relief ratio e la densità di drenaggio (1/m). Confrontando l'area (m^2), espressa in base logaritmica, e la pendenza media ($^\circ$) dei bacini si ricava lo scatter plot riportato in figura 53, dove con i rombi vuoti sono rappresentati i bacini con area inferiore ad un ettaro, mentre con i rombi pieni i bacini con area superiore ad un ettaro. Il grafico non risulta particolarmente significativo per lo studio in quanto si ricavano poche informazioni; in particolare tutti i bacini, grandi e piccoli, hanno una pendenza media compresa tra $37,57^\circ$ e $65,54^\circ$. Non c'è relazione tra i due parametri, ciò porta a concludere che la pendenza non varia al variare dell'area e non è significativamente influenzata dalla scala del bacino.

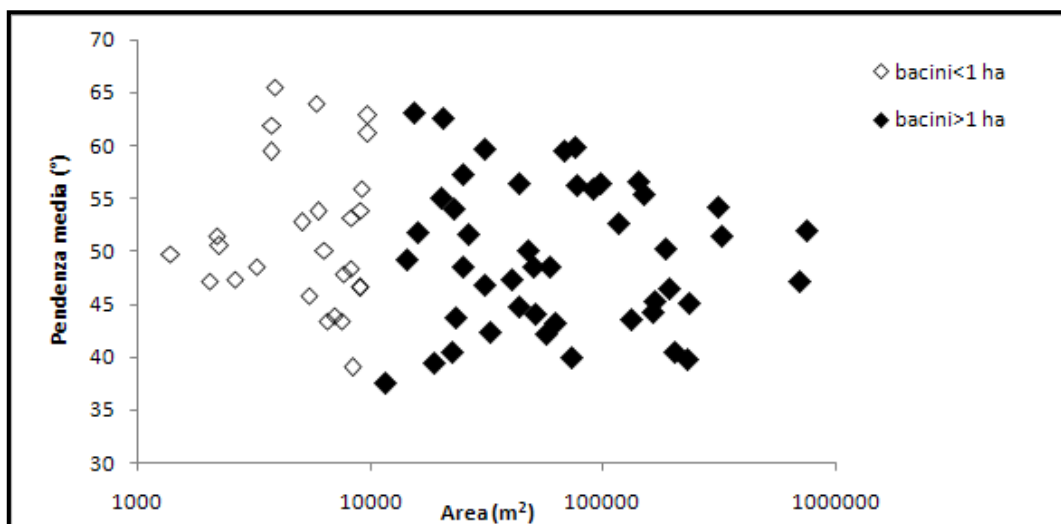


Fig. 53: grafico a dispersione, confronto tra log-area (m^2) e pendenza media ($^\circ$).

Analizzando invece, la relazione tra area (m²) e la lunghezza delle aste drenanti (m) dei bacini si nota una correlazione lineare molto forte, si osserva la proporzionalità diretta all'aumentare dei parametri.

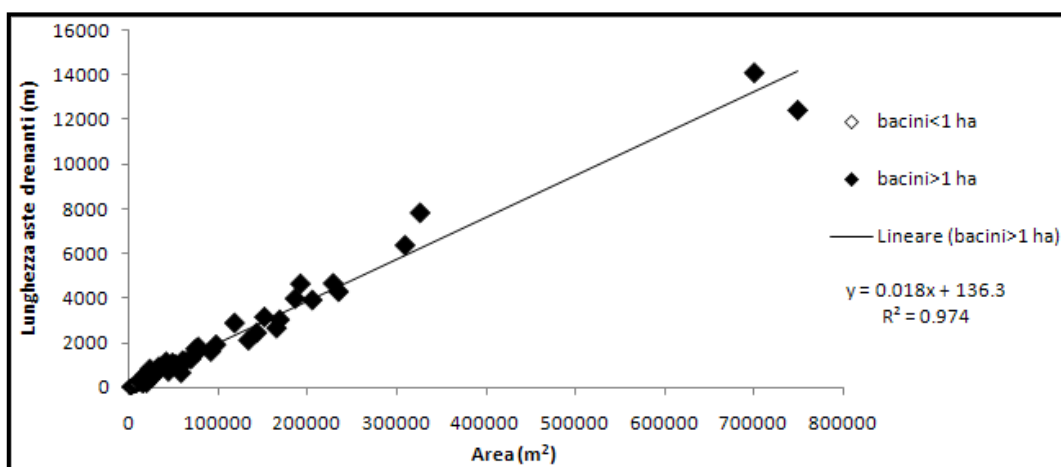


Fig. 54: grafico a dispersione, confronto tra area (m²) e lunghezza aste drenanti (m).

Sono stati messi in relazione i parametri area (m²) e indice di Melton. Da questo confronto (fig. 55) si evince che esiste una correlazione: i valori maggiori dell'indice di Melton appartengono a quei bacini molto piccoli e composti esclusivamente da roccia, mentre i bacini con area maggiore possiedono valori minori dell'indice. Emerge quindi una relazione piuttosto chiara con dispersione leggermente superiore per i bacini piccoli che verrà approfondita nel paragrafo 4.2.4.

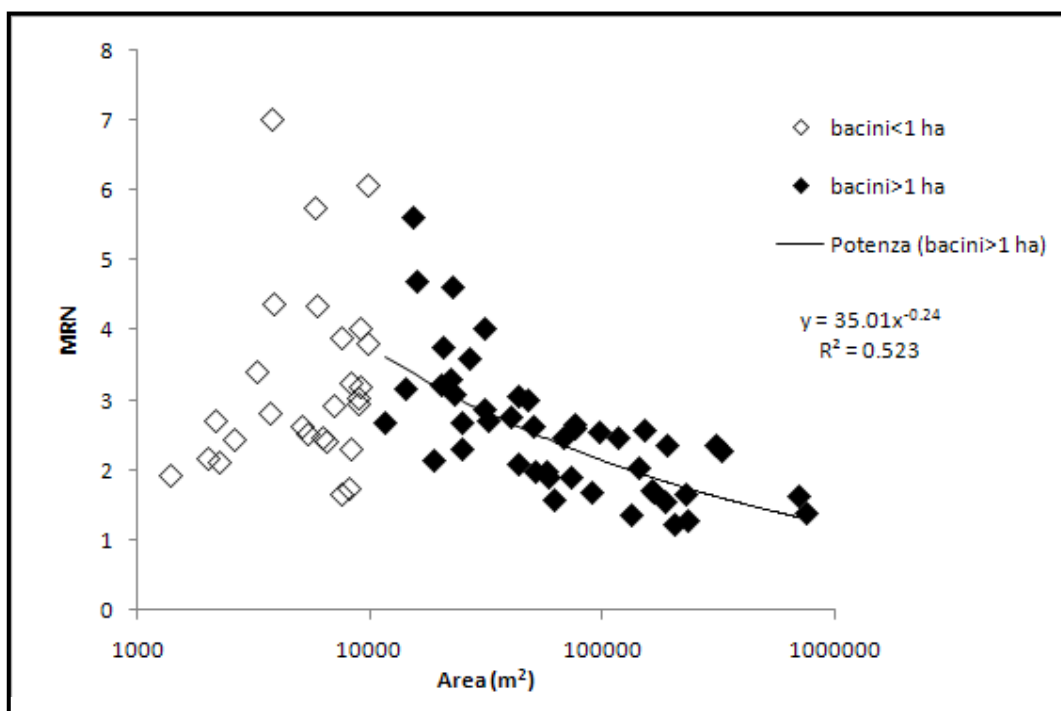


Fig. 55: grafico a dispersione, confronto tra log-area (m²) e indice di Melton.

Vengono successivamente esaminati l'area (m²), in scala logaritmica e l'elevation relief ratio (fig. 56). Tale confronto non evidenzia alcuna relazione tra i due parametri. Anche prendendo in considerazione categorie particolari di bacini come i 4 gruppi (fig. 57) non si riscontra nessun risultato nel confronto tra questi parametri; il grado di evoluzione del

bacino risulta indipendente dall'area. Diversi autori hanno osservato i rapporti tra area dei bacini e integrale ipsometrico nei loro studi, e in particolar modo, prendendo in considerazione il lavoro di Marchi (2014), i risultati ottenuti sono contrastanti e non significativi. Non bisogna tralasciare il fatto che nell'intera gamma di bacini si può osservare un'estesa varietà di tipologie, dalla forma alla composizione litologica. Nel sito studiato infatti la percentuale di area con rocce affioranti diminuisce con l'aumento dell'area del bacino e i bacini situati alle pendici più basse hanno la gran parte del loro territorio coperta da vegetazione. Queste osservazioni portano a concludere che non vi sia un rapporto evidente tra l'area del bacino e l'integrale ipsometrico.

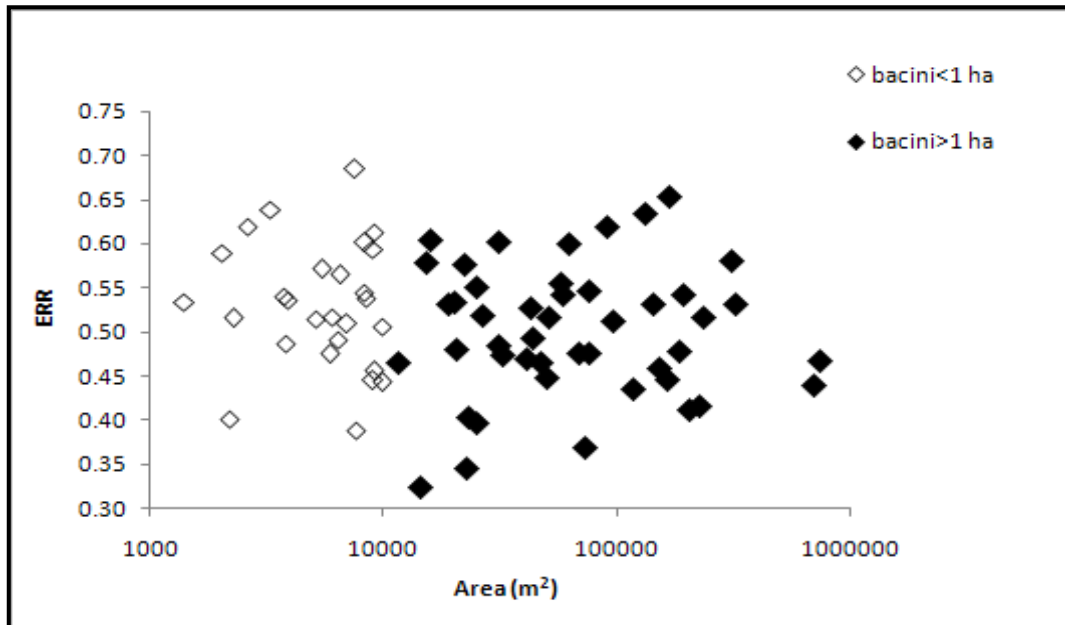


Fig. 56: grafico a dispersione, confronto tra log-area (m^2) ed elevation relief ratio.

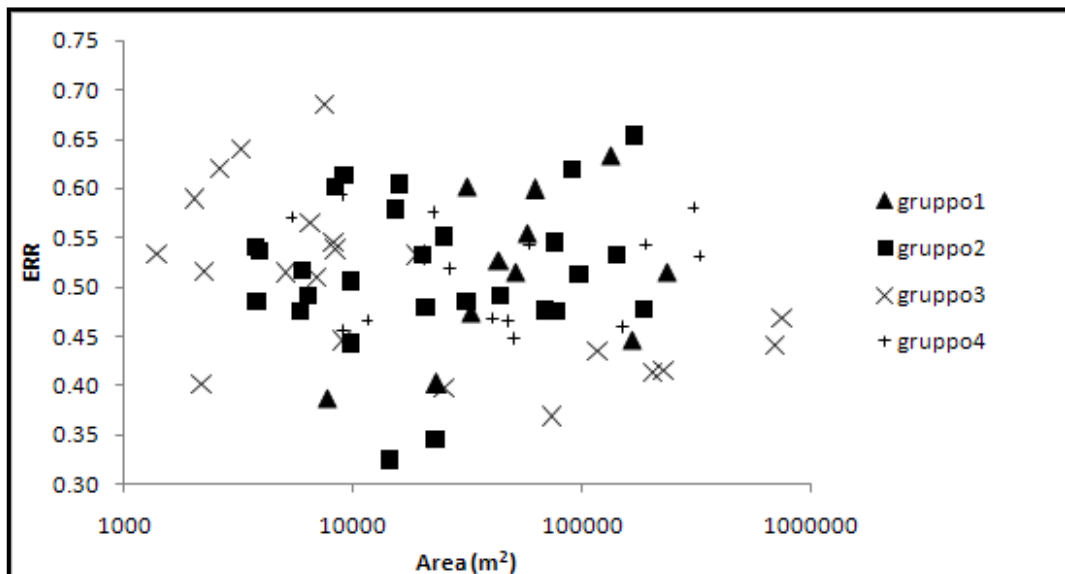


Fig. 57: grafico a dispersione, confronto tra log-area (m^2) ed elevation relief ratio per i 4 gruppi di bacini.

Per quanto riguarda il confronto tra area (m^2) e densità di drenaggio ($1/m$) il grafico dimostra che i bacini più piccoli hanno una densità di drenaggio minore. Questo può essere dovuto al fatto che tali bacini sono essenzialmente composti da roccia, mentre i bacini più grandi possiedono delle zone coperte da detrito che permettono un maggior drenaggio. I

due rombi posti in alto rappresentano i bacini 26 e 66. Il primo è un bacino molto piccolo, di circa 15 ha in roccia, con parete verticale e pendenza media di circa 51°. Il secondo bacino ha un'estensione pari a 22 ha, è formato da una parete di roccia ed ha una pendenza media leggermente inferiore al primo, di circa 40°. Sono bacini con forma affusolata, stretti e lunghi, completamente in roccia e con un'estesa rete di drenaggio all'interno dell'area.

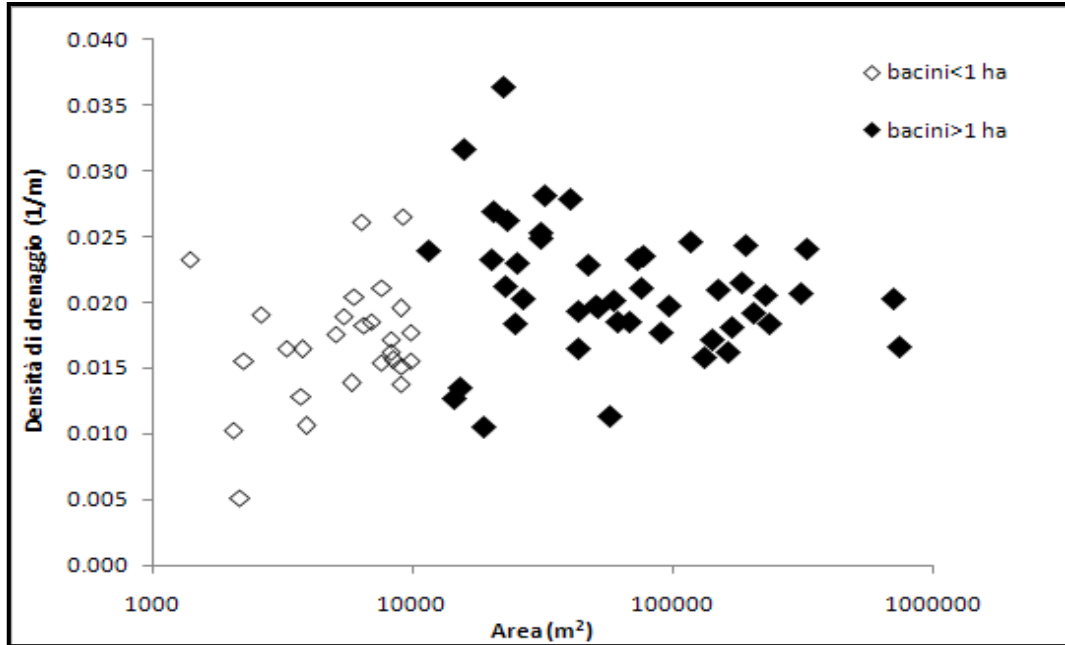


Fig. 58: grafico a dispersione, confronto tra log-area (m^2) e densità di drenaggio (1/m).

Successivamente sono stati messi a confronto i parametri di densità di drenaggio (1/m) e pendenza media ($^\circ$), ma il grafico non ha permesso di estrapolare risultati significativi.

Indice di Melton

Seguendo il lavoro svolto da Wilford et al. (2004) si è creato un grafico che mette a confronto la lunghezza del bacino (km) con l'indice di Melton (fig.59). Il grafico risultante e i valori ottenuti rispecchiano quello di Wilford et al. (2004). Valori di MRN inferiori a 0.3 rappresentano processi di floods, mentre valori superiori a 0.3 rappresentano processi di debris floods. I debris flow sono rappresentati dai punti con valori di MRN superiori a 0.6 e lunghezza inferiore a 2.7 km. Tutti i bacini analizzati risultano produrre fenomeni di colata detritica.

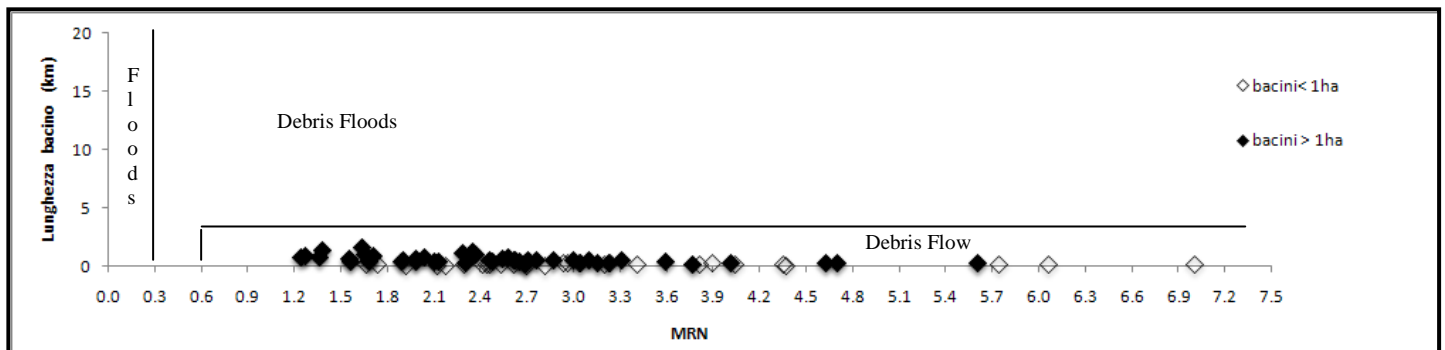


Fig. 59: grafico a dispersione di Wilford et al. (2004), confronto MRN e lunghezza del bacino (km).

Detrito sciolto non vegetato

È stato confrontato il detrito sciolto non vegetato presente nell'area del bacino (%) con la densità di drenaggio (1/m) e l'elevation relief ratio dei 73 bacini. Analizzando i grafici a

dispersione, nel primo caso si nota una certa omogeneità nei dati. Il valore che si discosta principalmente è quello in alto a destra corrispondente al bacino 66. Questo bacino è composto prevalentemente da roccia ed ha una pendenza media di 51° , ma possiede detrito sciolto nella maggior parte dell'area. Ciò permette di avere un'abbondante rete di drenaggio grazie alle fratture, ai canali presenti in roccia, ed alla particolare conformazione del bacino. Il rombo vuoto invece posto più in basso, che si discosta dalla massa, è il bacino 59; questo essendo coperto per una parte da detrito vegetato possiede una rete di drenaggio non molto estesa rispetto ai bacini composti da sola dolomia.

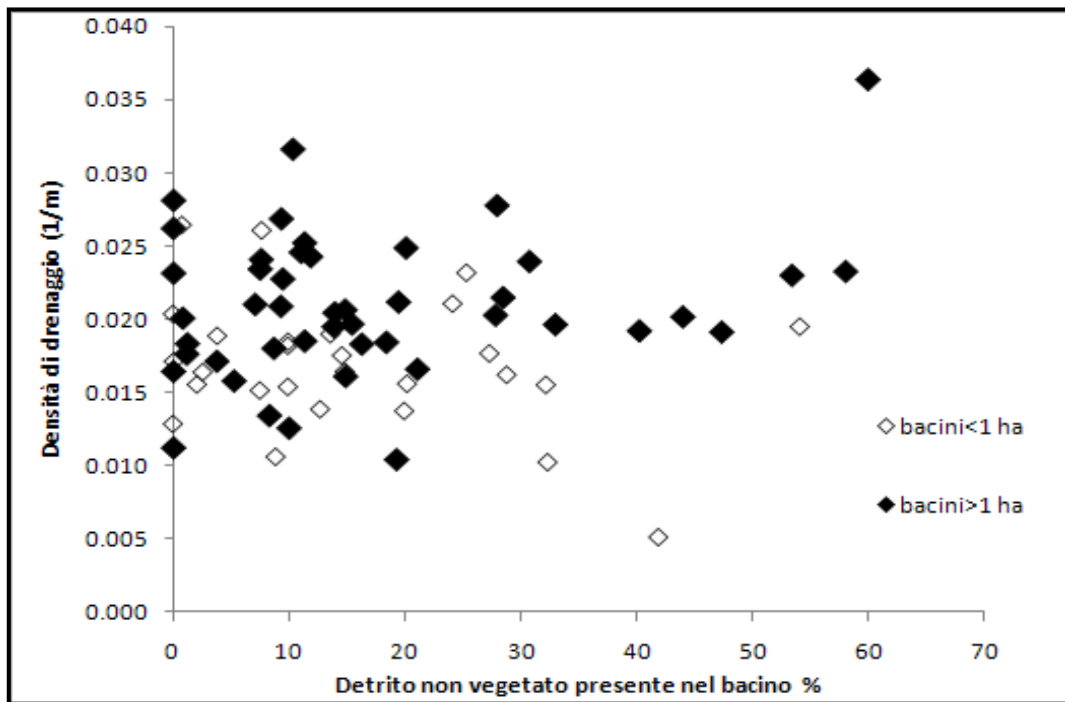


Fig. 60: grafico a dispersione, confronto tra detrito non vegetato presente nel bacino e densità di drenaggio.

Nel grafico (fig. 61), che confronta il detrito sciolto presente nel bacino con l'ERR, non emerge nessuna correlazione, i dati relativi ai bacini con area inferiore ad un ettaro non presentano alcun significato. Bacini con copertura superiore al 20% di detrito non vegetato hanno valori inferiori di ERR. Da questa deduzione si discosta il rombo presente nel grafico in basso a sinistra, corrispondente al bacino 19. Essendo posto in una zona in ombra nell'ortofoto non è possibile interpretare correttamente la quantità di detrito presente. Come descritto nel paragrafo 4.1 l'estensione dell'area con detrito non vegetato è determinata dall'operatore in base alla propria interpretazione dell'ortofoto. Essa risulta limpida nella maggior parte dell'area di studio, ma nelle pareti esposte verso ovest presenta alcune zone in ombra, che sono quindi difficili da interpretare. I bacini che si discostano in alto a destra sono il 66 e il 67. Essi possiedono un ERR piuttosto alto a causa della particolare morfologia; hanno infatti una pendenza medio-bassa di circa 40° e non sono costituiti da pareti verticali, ciò comporta un dislivello del bacino inferiore alla media.

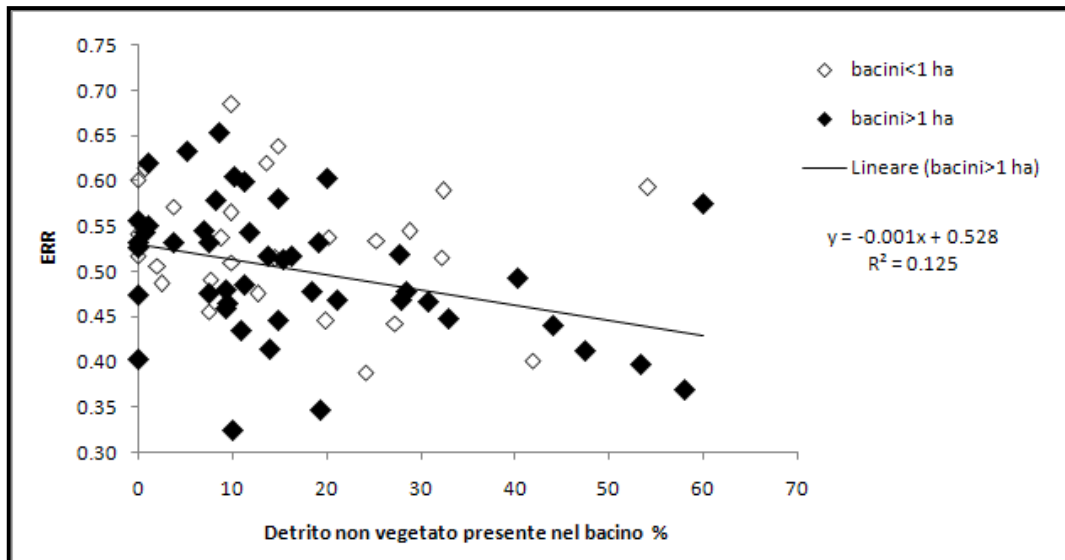


Fig. 61: Grafico a dispersione, confronto tra detrito non vegetato presente nel bacino e elevation relief ratio.

Fattore di forma

Per concludere è stato confrontato il fattore di forma con l'integrale ipsometric e la forma del bacino. Nel primo caso il risultato è visibile in figura 62, dove non si osservano relazioni tra i due parametri. Si ritiene possibile che le variazioni di forma dei bacini possano riflettere differenze nell'organizzazione spaziale della rete drenante, e che questo potrebbe quindi implicare differenze dovute al tipo di trasporto solido e all'intensità di erosione. Tuttavia nei bacini in roccia considerati in questo studio, la rete di drenaggio costituita da ripidi canali corrispondenti a faglie e fratture, e la diversità nella forma del bacino non corrispondono a conseguenti differenze nella struttura della rete dei canali. Poiché il modello della rete di canali nei bacini più grandi non è significativamente più ramificata che in quelli stretti e piccoli, la forma del bacino non è un buon indicatore del relativo ruolo dei processi di canalizzazione del trasporto solido rispetto a processi di versante. La mancanza di correlazione tra l'elevation relief ratio e il fattore forma è quindi attribuito al fatto che la forma del bacino non rappresenta lo sviluppo delle reti di drenaggio nei bacini.

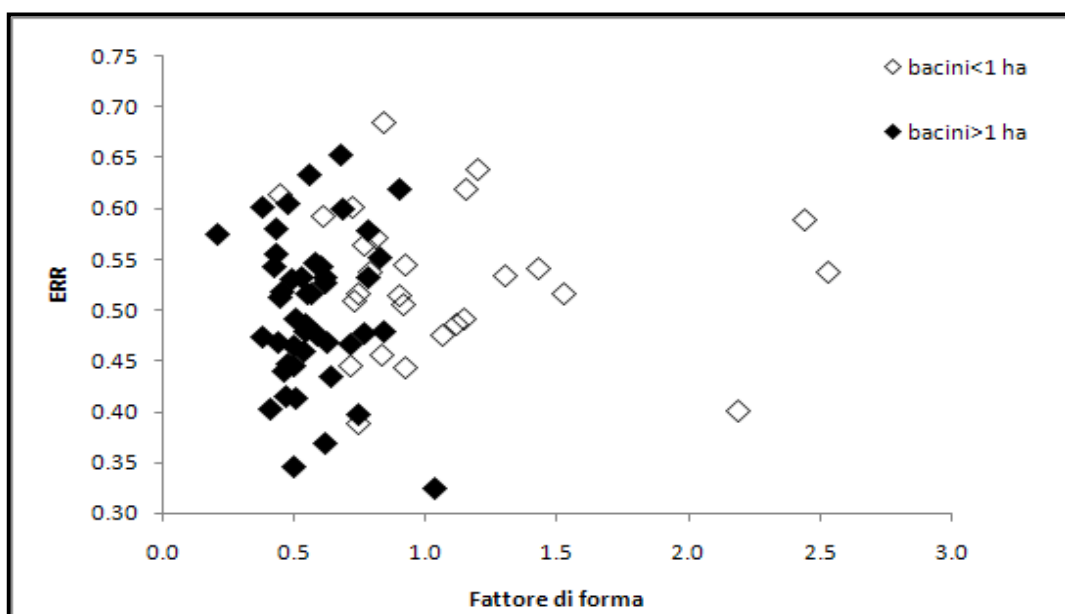


Fig. 62: grafico a dispersione, confronto tra fattore di forma e elevation relief ratio.

Anche se Willgoose e Hancock (1998) hanno sottolineato che la forma del bacino ha un'influenza rilevante sull'integrale ipsometric, nello studio di Marchi et al. (2014), invece, non è stata trovata nessuna relazione significativa tra questi parametri.

Per quanto riguarda invece il confronto tra i due parametri di forma analizzati (fig. 63), risulta evidente che i bacini piccoli assumono forme più allungate, mentre bacini più grandi tendono ad assumere forma rotonda ovale allungata.

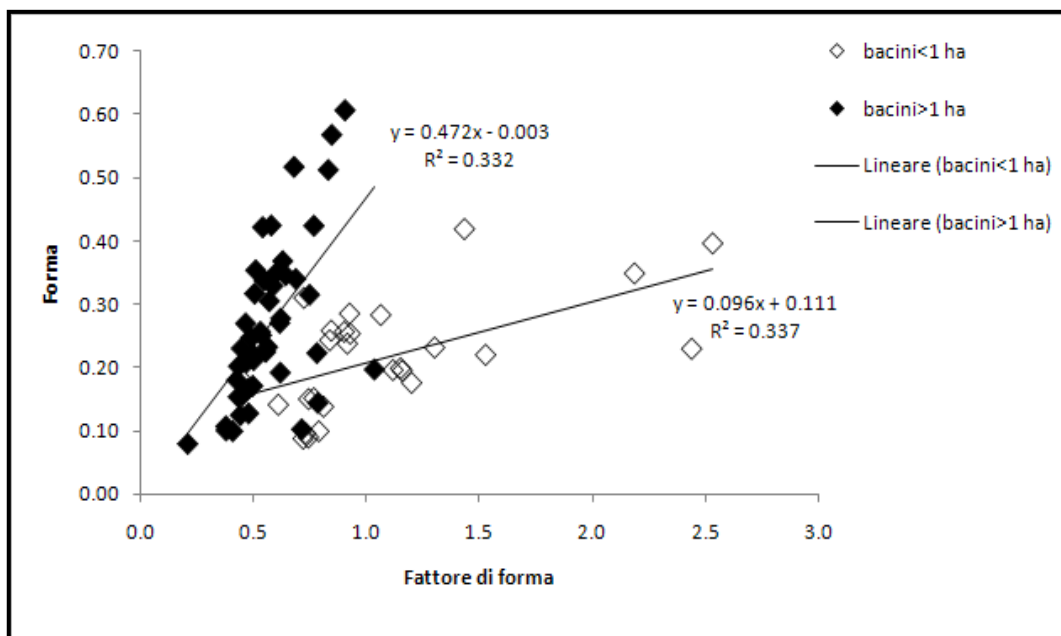


Fig. 63: grafico a dispersione, confronto tra fattore di forma (Marchi et al., 2014) e forma del bacino (Wilford et al., 2004).

4.2.4 Indicatori del grado di attività del bacino

Dati storici di attività del bacino

Come precedentemente descritto nel paragrafo 3.9, l'attività dei bacini è stata dedotta dalle notizie storiche in possesso. Tali fonti però, non facendo parte di una raccolta sistematica, sono relative ai bacini più pericolosi, considerati come quei bacini attivi che potenzialmente possono produrre danni alle persone, alla viabilità e all'edificato.

Analizzando l'area, tramite un istogramma di frequenza, è possibile dedurre che la maggior parte dei bacini attivi, ha un'area superiore agli 8 ha. Per i bacini attivi si ha una maggior frequenza nella sesta classe che comprende i valori da 160000 m² ai 320000 m². Va osservata la presenza di un bacino attivo tra i bacini con area inferiore all'ettaro. In conclusione è possibile dedurre che i bacini attivi sono correlati al possesso di un'area maggiore. Non vi è però una proporzionalità diretta tra l'attività e l'area, nel caso del bacino di Acquabona, infatti, bacino con il maggior numero di eventi registrati (19), non si ha un'area particolarmente estesa (190 ha circa) come nel caso dei bacini Rio Gere e Rudavoi (circa 750 ha e 700 ha). Non bisogna tralasciare il fatto della particolarità del bacino di Acquabona, che oltre a risultare un bacino molto attivo, possiede una pendenza media inferiore al resto dei bacini e una forma estremamente allungata. Per concludere si può quindi affermare che l'attività, nei siti considerati in questo lavoro, è correlata alla grandezza dell'area del bacino.

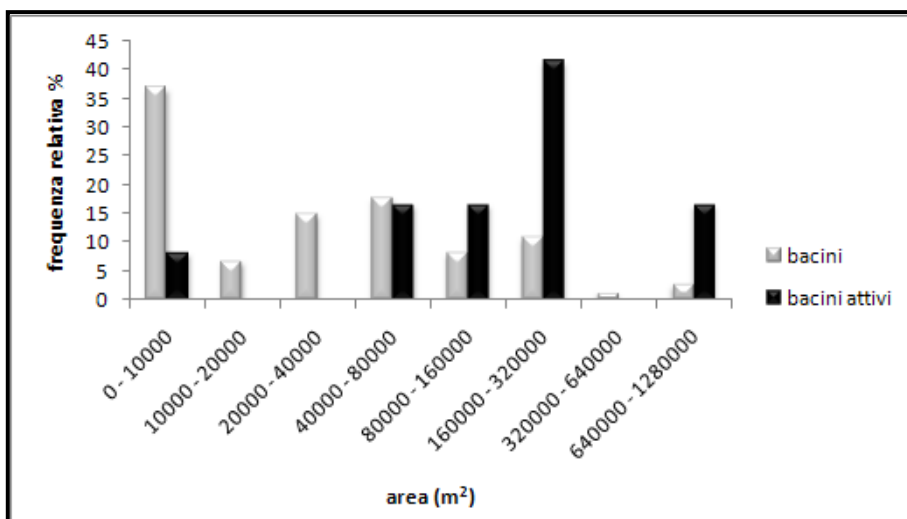


Fig. 64: istogramma di frequenza relativo ai valori dell'area (m²), per i bacini e per i bacini attivi.

Melton

Considerando i valori dell'indice di Melton, è possibile notare che i bacini attivi possiedono indici inferiori. In particolare (fig. 65) le frequenze relative ai bacini attivi rientrano principalmente all'interno delle prime tre classi, con valori compresi tra 1.27 e 4 come mostrato in tabella 11.

MELTON RATIO (MRN)			
	Bacini	Bacini >1 ha	Bacini attivi
Max	7,00	5,60	4,03
Min	1,23	1,23	1,27
Media	2,80	2,53	1,96
Dev.St.	1,14	0,94	0,76

Tab.11: Valore massimo, minimo, medio e deviazione standard dell'indice di Melton.

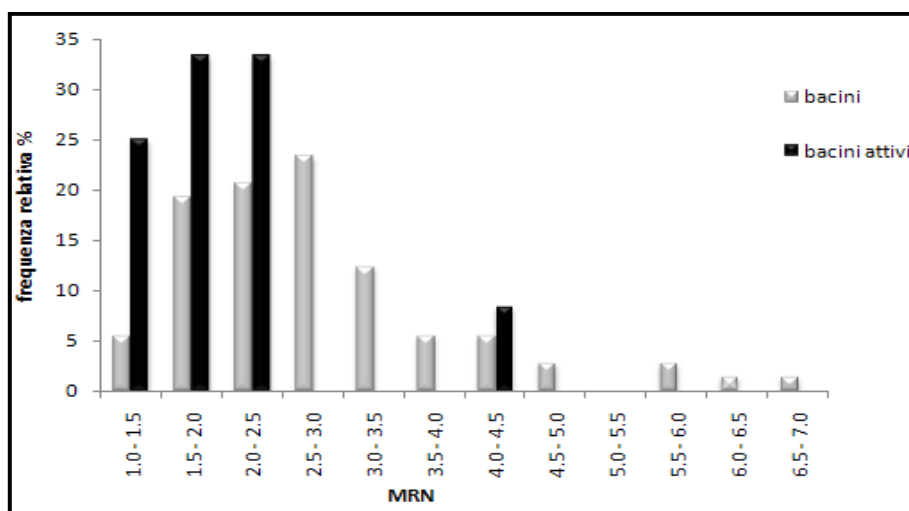


Fig. 65: istogramma di frequenza relativo all'indice di Melton per i bacini e per i bacini attivi.

Il bacino attivo con indice di Melton pari a 4 è un bacino con area inferiore all'ettaro. Tale dato segue perfettamente la linea di tendenza dei bacini più piccoli osservabile in figura 66.

Per ottenere ulteriori informazioni e svolgere un'analisi maggiormente dettagliata è stato proposto il confronto tra attività del bacino, indice di Melton e lunghezza del bacino. Dal grafico in figura 66 è possibile riscontrare una correlazione. I bacini più attivi risultano essere associati a valori di MRN minori e valori maggiori di lunghezza. È inoltre possibile ipotizzare, che in tal caso, valori di lunghezza inferiore a 200 m e MRN superiori a 5 possano servire ad escludere bacini troppo piccoli per generare colate significative.

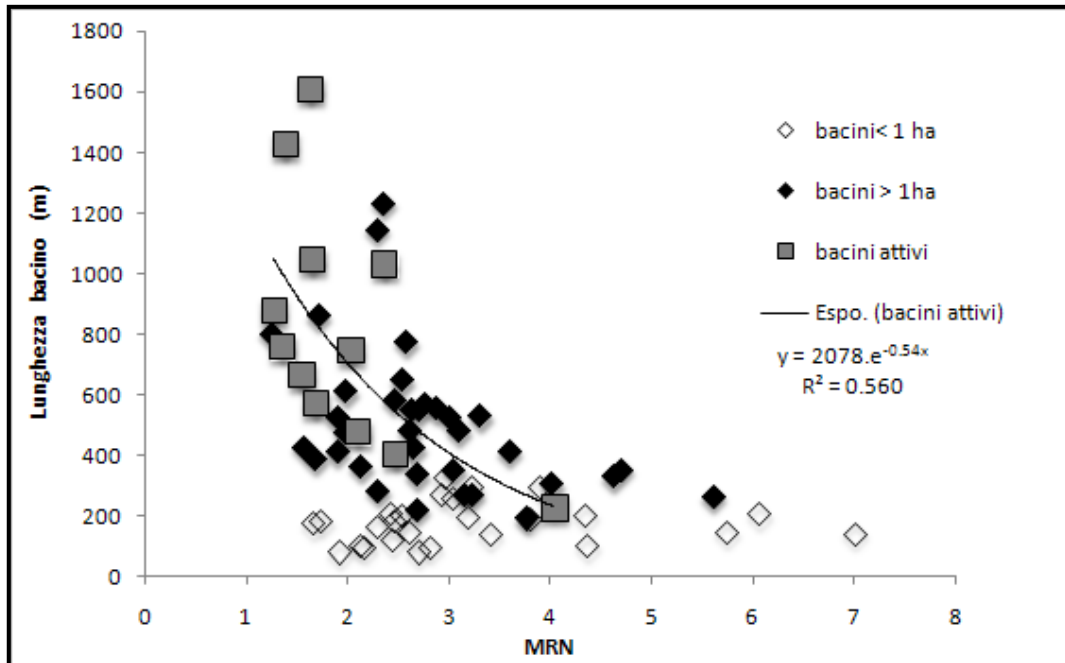


Fig. 66: grafico a dispersione, confronto MRN e lunghezza del bacino (m) dei bacini attivi.

In modo analogo è stata studiata la relazione tra indice di Melton, area (m^2) e attività dei bacini. I risultati ottenuti rispecchiano quelli precedenti evidenziando la correlazione esistente tra attività del bacino e aumento dell'area collegata a valori di MRN più bassi.

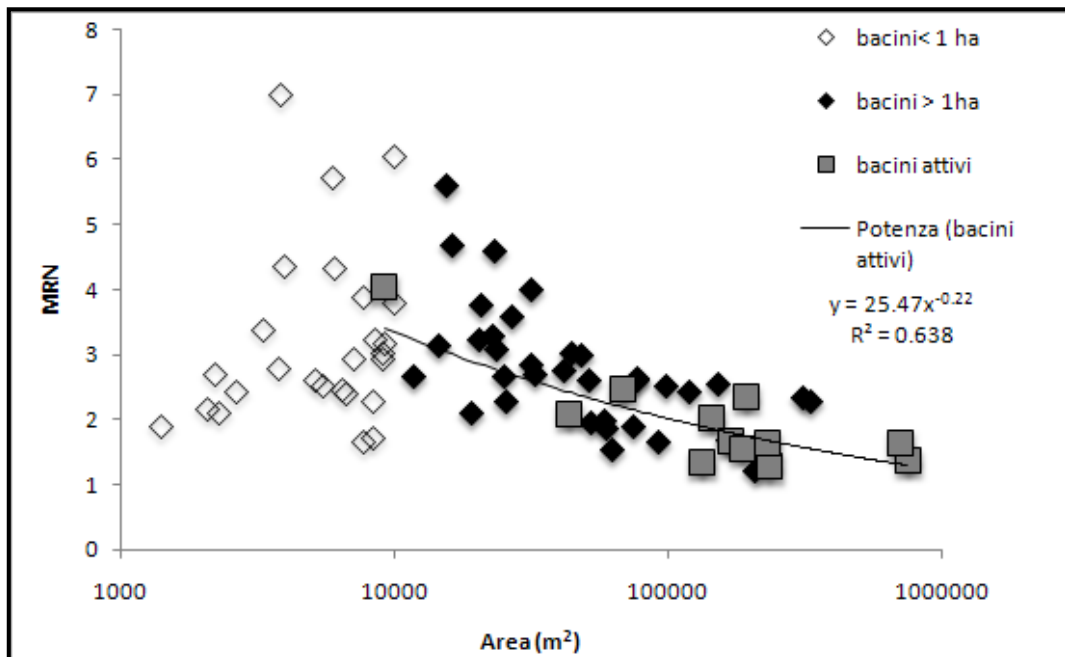


Fig. 67. grafico a dispersione, confronto MRN e area (m^2) dei bacini attivi.

Indice di evoluzione ERR

Dall'analisi dell'indice di evoluzione, prendendo in considerazione solamente i bacini attivi, tra questi si hanno: 3 bacini "giovani" e 9 bacini "maturi". Anche in questo caso quindi la frequenza maggiore si ha per i bacini "maturi". Dalla tabella 12 e dall'istogramma in figura 68 non compaiono particolari relazioni evidenti tra stato di evoluzione e attività.

ERR			
	Bacini	Bacini >1 ha	Bacini attivi
Max	0.68	0.65	0.65
Min	0.32	0.32	0.41
Media	0.51	0.50	0.52
Dev.St.	0.07	0.07	0.08

Tab.12: Valore massimo, minimo, medio e deviazione standard dell'elevation relief ratio.

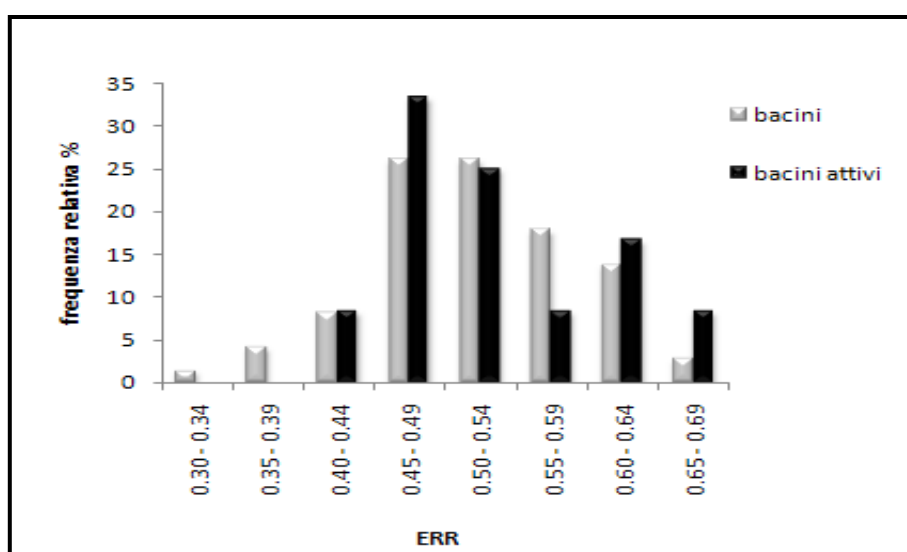


Fig 68: istogramma di frequenza relativo all'indice di evoluzione ERR per i bacini e per i bacini attivi.

Densità di drenaggio

Per quanto riguarda la densità di drenaggio, per i bacini attivi i valori sono compresi tra 15.83 1/km e 26.5 1/km.

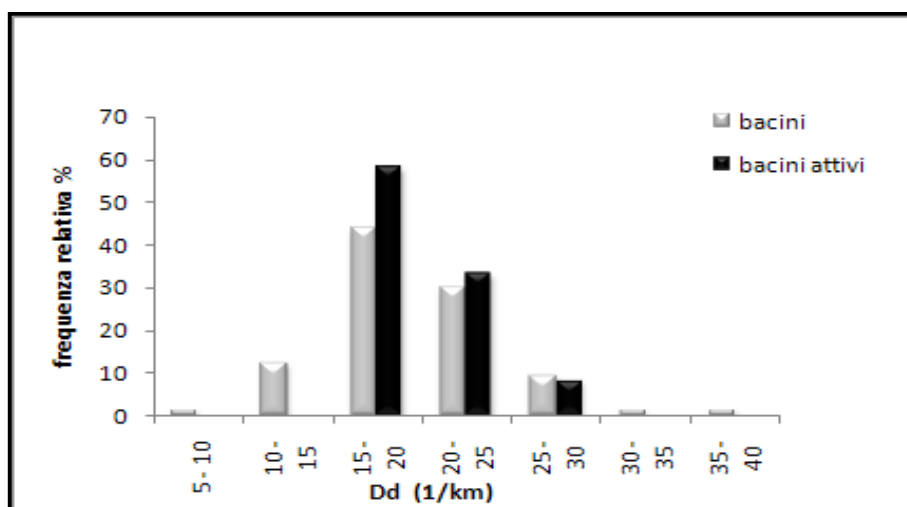


Fig. 69: istogramma di frequenza relativo alla densità di drenaggio (1/m) per i bacini e per i bacini attivi.

Lunghezza del canale di colata

Per concludere è stata analizzata l'attività dei bacini con la lunghezza dei canali attivi creati dalle colate detritiche sui conoidi. I dati relativi al dislivello del bacino e alla lunghezza dei canali sono confrontati nel grafico a dispersione in figura 70. È possibile notare una linea di tendenza nei dati e quindi giungere alla conclusione che la lunghezza dei canali è direttamente proporzionale al dislivello. I bacini che possiedono maggior dislivello producono eventi associati alla formazione di canali più lunghi. È inoltre possibile che ciò sia legato alla produzione di maggior detrito per i bacini con dislivelli maggiori. I punti che si discostano nella parte alta del grafico corrispondono ai bacini 69 e 70, appartenenti al gruppo 4 e situati accanto al bacino di Acquabona (fig. 71). Di questi bacini, con area superiore a 30 ha, non abbiamo notizie storiche e perciò non ne conosciamo l'attività, ma tramite l'osservazione accurata dell'ortofoto e del DEM creato è possibile notare molto bene l'incisione dei canali di propagazione di questi due eventi che evidenziano un'attività probabilmente frequente. Non è possibile definire un legame tra l'attività del bacino e la relazione dislivello- lunghezza del canale.

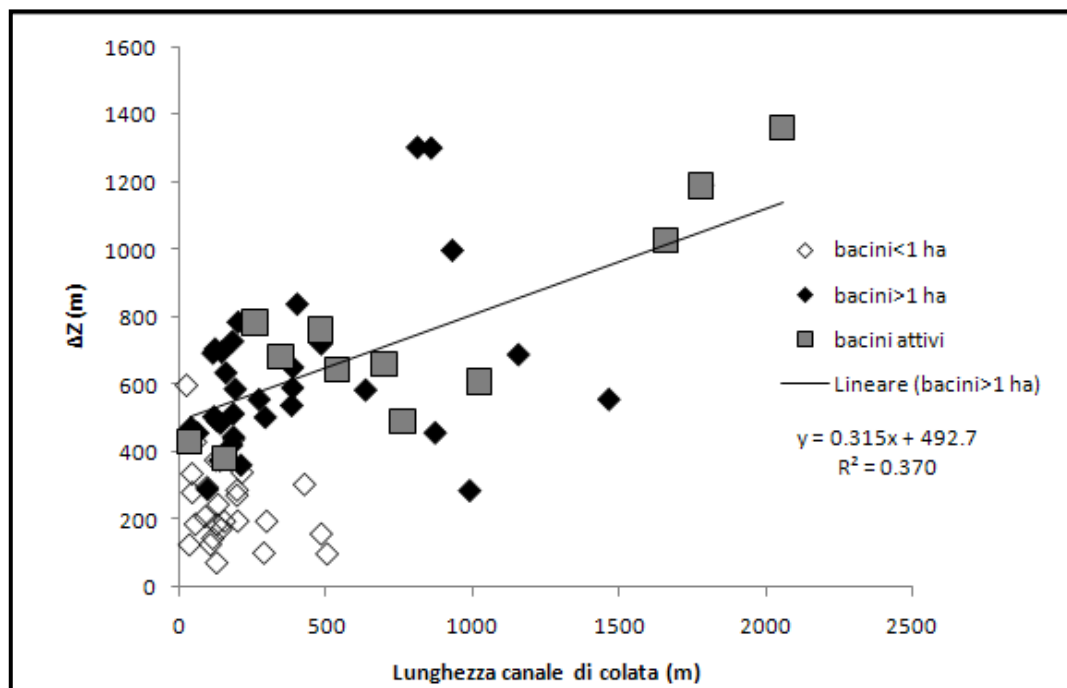


Fig. 70: grafico a dispersione, confronto tra lunghezza del canale di colata (m) e dislivello del bacino (m).

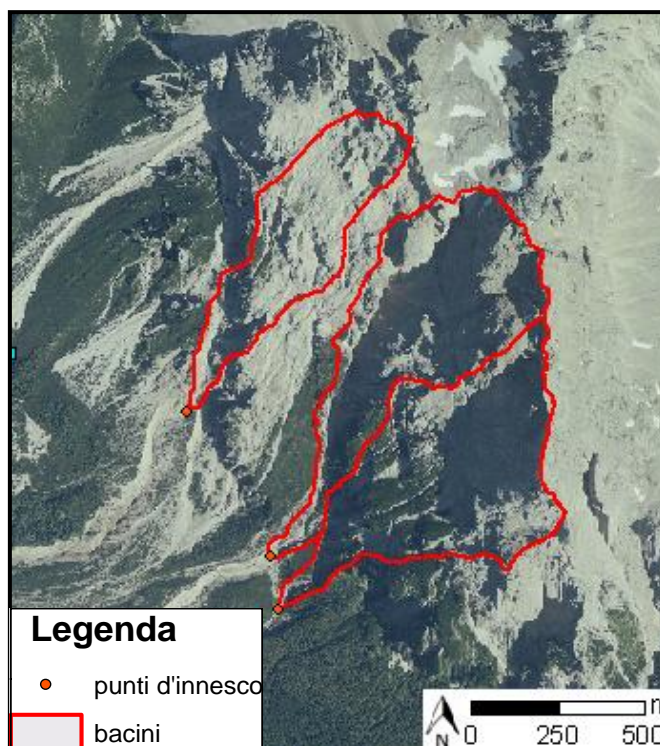


Fig. 71: dall'alto verso il basso sono raffigurati rispettivamente: bacino di Acquabona (64), bacino 69 e bacino 70.

Successivamente sono stati confrontati i parametri relativi alla lunghezza del canale di colata (m) e l'area del bacino (m²). Dal grafico (fig. 72) si evince l'esistenza di una correlazione, l'aumento della lunghezza del canale è strettamente legato alla grandezza del bacino e all'attività. I bacini con area maggiore, che sono risultati gli attivi, tendono a generare canali più lunghi. Non bisogna tralasciare il fatto che bacini più grandi possono avere maggior disposizione di detrito e quindi comportare l'apporto di flussi maggiori all'interno dei canali.

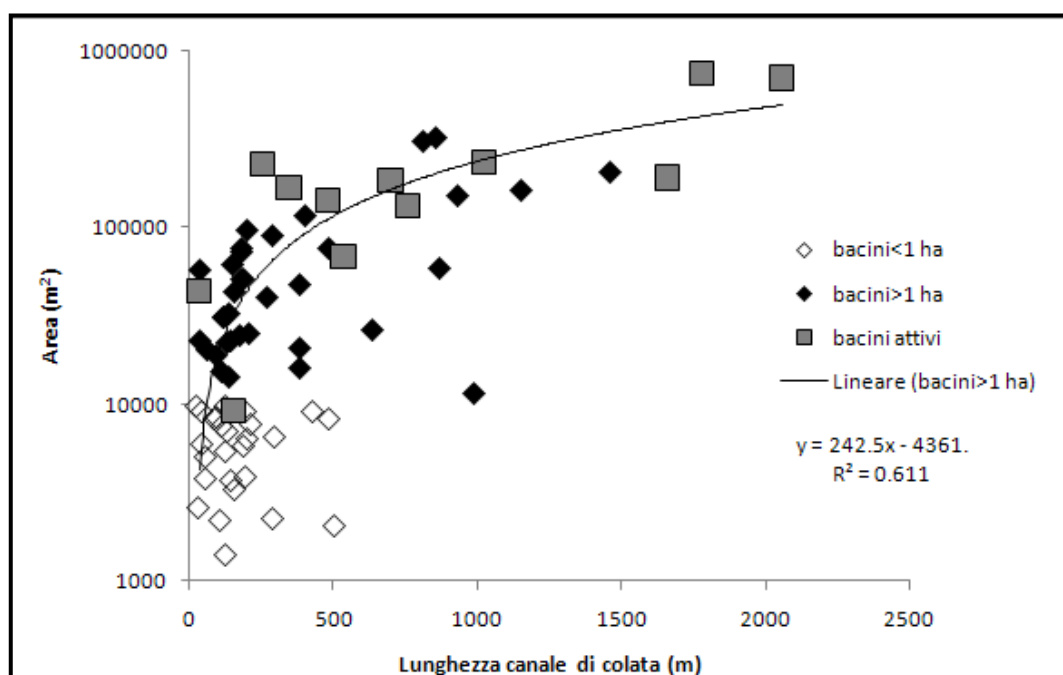


Fig. 72: grafico a dispersione, confronto lunghezza del canale (m) del bacino e area (m²).

Infine la lunghezza del canale di colata è stata confrontata con l'indice di Melton (fig. 73). L'analisi non ha evidenziato una possibile relazione tra i parametri, ma si deduce che le lunghezze maggiori dei canali sono legate a valori dell'indice inferiori a 3.

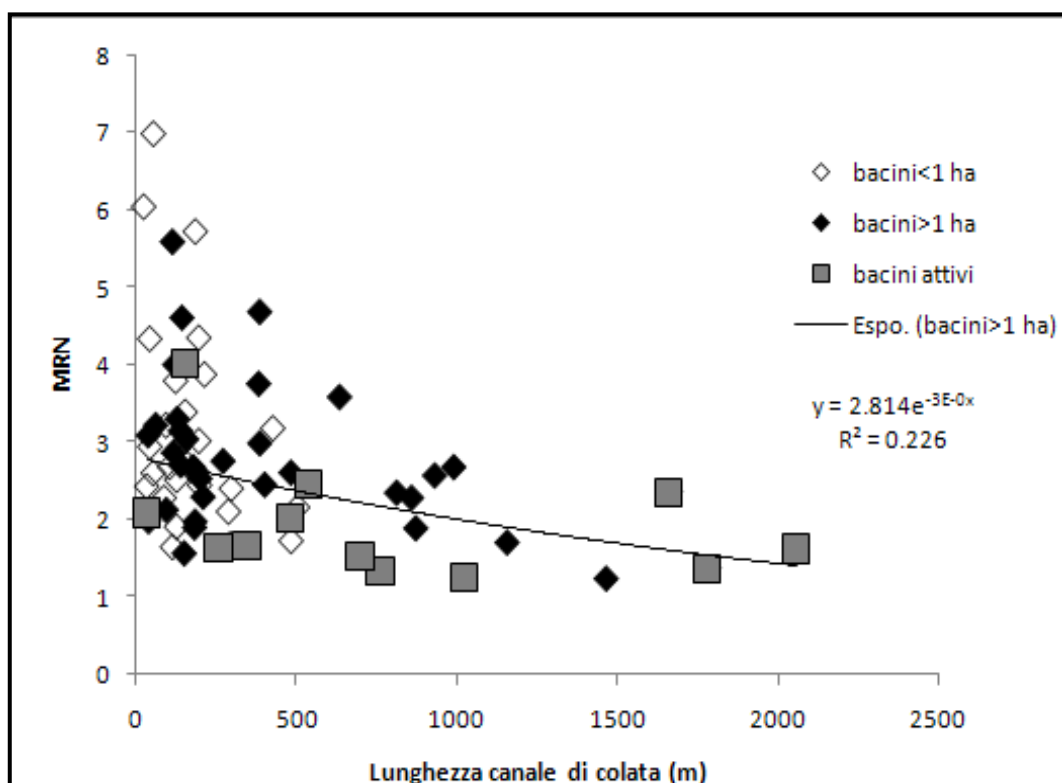


Fig. 73: grafico a dispersione, confronto tra lunghezza del canale di colata (m) e indice di Melton.

4.3 ANALISI STATISTICA

Per alcuni parametri (area, indice di Melton e densità di drenaggio) è stato fatto un approfondimento statistico tramite l'utilizzo di T-test e ANOVA che permettono il confronto tra le medie di due o più popolazioni. In questo studio vengono considerate due popolazioni, la prima composta dai bacini con area maggiore di un ettaro, la seconda dai bacini attivi. Per soddisfare i test però tali popolazioni devono avere una distribuzione normale o log-normale. Quindi inizialmente è stata testata la normalità attraverso la formula di ASIMMETRIA in Excel. Tutti i dati sottoposti ad analisi, risultano avere una distribuzione normale o log-normale e quindi, una volta verificato tale presupposto, sono stati sviluppati i test statistici.

Nel dettaglio il T-test è una verifica di tipo statistico che analizza se la differenza fra le medie dei due campioni è significativa o meno. Ossia afferma che la differenza osservata non è obbligatoriamente dovuta al caso, ma può esistere una diversità tra le medie delle due popolazioni da cui i campioni stessi derivano. Tramite tale test si può stabilire se i due campioni appartengono o meno a popolazioni diverse riguardo alla variabile considerata. Il metodo si basa sull'ipotesi nulla: la differenza è dovuta al caso. Usando il T-test posso accettare o rifiutare l'ipotesi. Vengono quindi confrontate le medie delle due popolazioni e si ottengono i valori di t e di p , dove t è il risultato del test e p è la probabilità che la differenza tra le popolazioni sia legata o meno al caso.

In pratica, si deve confrontare il valore t ottenuto con quelli presenti nella tabella dei valori di T (tab. 13), per 56 gradi di libertà (gradi di libertà = numero osservazioni - numero popolazioni).

$p \rightarrow$	0.1	0.05	0.025	0.01
Gradi di libertà 56	1.67	2.00	2.39	2.67

Tab. 13: valori T della distribuzione di T -test per 56 gradi di libertà.

Se il valore è superiore a quello della colonna $p=0.05$ (ma inferiore a quello della colonna $p=0.01$), come nel caso dell'area e dell'indice di Melton, è possibile rifiutare l'ipotesi nulla e concludere che la differenza è significativa per $p<0.05$ (ma non per $p<0.01$). Ciò significa che c'è una probabilità inferiore al 5% (ma non all'1%) che la differenza tra le popolazioni sia dovuta al caso.

	Area (m ²)	Melton	Dd (1/m)
t	2.3105	2.2361	0.9503
p	0.0246	0.0293	0.4620

Tab. 14: valori di t e di p ottenuti dal T -test per i parametri area (m²), indice di Melton e densità di drenaggio (1/m).

In particolare con i dati relativi all'area si ottiene: $p=0.0246$. Ciò significa che c'è una probabilità inferiore a 2.46% che la differenza di area tra il gruppo dei bacini con area superiore ad un ettaro e quello dei bacini attivi sia dovuta al caso. In altri termini, si può affermare che la differenza fra le due popolazioni è significativa per $p=0.0246$. Nel caso dell'indice di Melton si ottiene $t=2.2361$ e $p=0.0293$ e quindi, anche in questo caso, il risultato è significativo per $p<0.05$; l'ipotesi nulla viene rifiutata e si può affermare che la differenza tra le popolazioni è significativa per $p=0.0293$.

Analizzando la densità di drenaggio, il valore calcolato ($t=0.95$) non cade mai nelle regioni critiche ($<-T$; $>T$) e l'ipotesi nulla non può essere rigettata. Il risultato quindi, non è significativo per $p<0.05$ e si accetta l'ipotesi nulla. In questo caso c'è una probabilità inferiore al 35% che la differenza dei valori di densità di drenaggio tra le due popolazioni sia dovuta al caso e si può concludere affermando che non c'è evidenza che i dati provengano da popolazioni aventi medie differenti.

L'analisi della varianza (ANOVA) è un insieme di tecniche statistiche che permettono di esaminare due o più gruppi di dati confrontando la variabilità interna a questi gruppi con la variabilità tra i gruppi. L'ipotesi nulla solitamente prevede che i dati di tutte le popolazioni abbiano la stessa origine, ovvero la stessa distribuzione stocastica, e che le differenze osservate tra i gruppi siano dovute solo al caso (le medie dei gruppi sono uguali). Tali tecniche si basano sul confronto della varianza. Dall'analisi svolta, per tutti e tre i parametri, l'ipotesi nulla viene accettata, quindi è possibile affermare che la variabilità osservata tra le popolazioni è dovuta al caso.

Vale la pena ricordare che i risultati di un test statistico devono essere interpretati correttamente; qualsiasi test di significatività non può mai provare con assoluta certezza che un'ipotesi nulla sia vera o falsa, esso può solo fornire un'indicazione della forza con cui i dati contrastano l'ipotesi nulla.

	DISTRIBUZIONE		TEST STATISTICI	
	Bacini > 1 ha	Bacini Attivi	T-test	ANOVA
Area (m ²)	Log-normale	Log-normale	RIFIUTO	ACCETTO
Melton	Log-normale	Log-normale	RIFIUTO	ACCETTO
Dd (1/m)	normale	Normale	ACCETTO	ACCETTO

Tab. 15: sintesi dei risultati dell'analisi statistica.

4.4 SINTESI E DISCUSSIONE DEI RISULTATI

Le osservazioni sul campo, la fotointerpretazione e le analisi svolte grazie alla creazione di un DEM con risoluzione a 1 m, hanno permesso di sottolineare tre temi rilevanti per quanto riguarda le colate detritiche nelle Dolomiti. L'analisi è stata basata sul riconoscimento del processo di trasferimento dei sedimenti che avviene all'interno dei canali individuati, sul controllo della morfologia dei bacini di colata, e sulle relazioni fra questi parametri e la rete drenante. Lo scopo principale di tale analisi è quello di verificare se i bacini più attivi hanno caratteristiche morfometriche peculiari.

Si riconoscono tre classi principali di processi che causano il movimento del materiale solido nei canali dell'area di studio: il distacco e l'accumulo gravitazionale di frammenti di roccia alterata, le valanghe di neve, e il trasporto legato al deflusso (Marchi, 2008). L'analisi ha confermato che questo tipo di colate si innesca nella zona apicale del conoide, sul detrito e non in roccia. Questo accade però solamente nei bacini formati esclusivamente da roccia, mentre quelli composti da zone di detrito sciolto non vegetato presentano zone d'innescò anche all'interno dei bacini.

Analizzando l'indice di Melton si può concludere che gli eventuali processi scatenati dai 73 bacini individuati appartengono esclusivamente alla categoria dei debris flow. Le caratteristiche peculiari di tali bacini, la pendenza elevata e la litologia permettono facilmente l'innescò di colate detritiche. Come discusso, il confronto con i valori dell'indice di Melton riportati della letteratura presa in considerazione, non è corrispondente, perché essa considera zone con morfologie completamente differenti.

Dall'analisi svolta si può dedurre che le caratteristiche morfologiche peculiari dei bacini attivi sono principalmente quelle di possedere un'area superiore all'ettaro ed avere una quota superiore ai 1600 m, con una quota media pari a 2300 m. Tali bacini sono sempre esposti in direzione sud, sud-ovest e sono composti da dolomia principale ad eccezione dei bacini Tre Croci, Rio Gere e Rudavoi che comprendono anche la formazione di Travenanzes (siltiti, argilliti e marne). I bacini attivi non sono coperti da vegetazione, ma possono contenere delle zone di detrito sciolto. Tutti questi bacini sono caratterizzati dalla presenza di almeno una faglia e numerose fratture; presso i punti d'innescò delle colate Tre Croci, Rudavoi e Rio Gere è anche possibile notare un sovrascorrimento (fig.74). La presenza di fratture nella roccia favorisce la formazione di convergenze nella topografia ed il distacco di frammenti di roccia dalle pareti laterali. Queste condizioni, insieme al pendio ripido, rendono i canali maggiormente soggetti a colate detritiche.

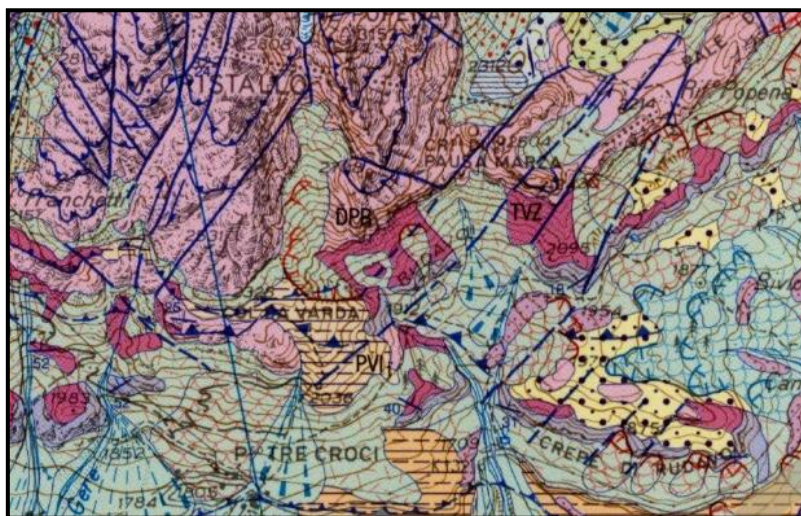


Fig. 74: particolare della Carta geologica d'Italia 1:5000. Oltre alle faglie, è possibile osservare un sovrascorrimento.

Tutti i bacini attivi hanno un indice di Melton compreso tra 1.01 e 2.5, quindi hanno valori molto inferiori al resto dei bacini analizzati (il valore 4.03 tra i bacini attivi è riferito al bacino 13 che possiede una area inferiore all'ettaro). Valori di ERR superiori a 0.41 dimostrano che i bacini sono in stadio "maturo". La pendenza media varia dai 45° ai 56° e più del 70% dell'area possiede una pendenza superiore ai 35° rispecchiando la litologia affiorante composta prevalentemente da bedrock. L'esame del fattore di forma ha dimostrato che tutti i bacini attivi tendono ad avere una forma allungata rispetto alla verticale. Dai vari confronti fra parametri si evince che, soprattutto nei bacini attivi, vi è una correlazione tra attività del bacino e aumento del dislivello. Al contrario invece l'attività non è obbligatoriamente correlata all'area. I bacini molto grandi sono effettivamente i più attivi, ma la frequenza degli eventi non è proporzionale alla grandezza come nel caso di Acquabona.

I parametri che presentano una correlazione maggiore sono l'indice di Melton con l'area (m²) e la lunghezza del bacino (m). Esiste una proporzionalità tra l'indice e l'area e tra l'indice e la lunghezza del bacino. I bacini più estesi hanno valori dell'indice di Melton minori. Infine la presenza di detrito non vegetato nell'area del bacino non risulta strettamente correlata con l'integrale ipsometrico, anche se la maggior parte dei bacini con zone di detrito non vegetato possiedono un indice di evoluzione minore.

Dall'analisi della rete drenante si evince che, nell'area dolomitica, i canali rocciosi e le fratture svolgono un ruolo importante nell'assetto idrologico e nei processi di trasporto dei sedimenti e quindi le loro caratteristiche devono essere prese in considerazione nell'analisi della formazione e nel deflusso delle acque e dei sedimenti.

È stata proposta un'ulteriore ricerca riguardante la presenza o meno dei bacini sul territorio. Ci si è chiesti cosa è o non è presente nei luoghi dove non avvengono inneschi di colate detritiche. Da una attenta visione dell'ortofoto è possibile osservare che ci sono poche colate detritiche nei versanti esposti a nord e nord-est, mentre i versanti esposti a nord-ovest sono completamente privi di tali fenomeni. Questo è forse dovuto alla completa vegetazione dei pendii e alle relative pendenze che sono comprese tra i 35° e i 50°. Questi versanti quindi non possiedono mai pendenze estremamente elevate in modo da poter facilitare l'innesco. Un'altra facile e istintiva osservazione riguarda le pareti di dolomia principale presenti nell'area di studio: non esistono pareti, composte da dolomia, prive di fenomeni di colata. Tutto ciò ribadisce il fatto che l'innesco dei processi di debris flow è collegato all'esposizione, all'assenza di vegetazione, alla presenza di detrito sciolto e soprattutto alla pendenza. Queste dunque risultano essere le caratteristiche fondamentali per favorire i processi di colata detritica.

Infine, un ruolo determinante è svolto dall'impostazione geo-strutturale che determina la base per le caratteristiche morfologiche dei singoli bacini ed esercita un controllo fondamentale sui vari parametri nei bacini in roccia delle Dolomiti. Non è quindi possibile tralasciare, in questo tipo di analisi, l'influenza delle strutture geologiche e dell'attività tettonica sui parametri analizzati.

5. PROCEDURA AUTOMATICA PER INDIVIDUARE LE ZONE D'INNESCO

Viene proposto un confronto tra i punti di innesco derivati tramite l'attenta osservazione e l'interpretazione delle ortofoto e del DEM e quelli identificabili secondo la metodologia riportata da Cavalli e Grisotto (2006).

5.1 INDIVIDUAZIONE DEI POSSIBILI PUNTI D'INNESCO DELLE COLATE DETRITICHE

Elaborata la procedura descritta nel paragrafo 3.6 vengono estratti i punti d'innesco. È importante ricordare che sono stati applicati alcuni vincoli: vengono eliminate le celle con pendenza superiore ai 38° e le celle con una soglia di area contribuyente superiore ai 10 km^2 . Risulta chiaro che nei bacini grandi vi è una quantità elevata di punti associata all'abbondanza di rete drenante, mentre nei bacini più piccoli e in roccia, pur essendo presente la rete drenante, non vengono individuati punti d'innesco. Ciò può essere osservato negli esempi riportati di seguito. All'interno del bacino 33 (fig. 75a) non vengono individuati punti d'innesco, mentre nel bacino 40 (Rio Gere- fig. 75b) vengono riconosciuti dalla procedura numerosi punti d'innesco all'interno dell'area. Da un'attenta osservazione risulta che i punti estratti sulla base della relazione area contribuyente-pendenza vengono individuati nei canali più profondi presenti nelle pareti, nelle faglie e nelle fratture e sul detrito sciolto non vegetato presente nelle zone meno pendenti all'interno del bacino. Quindi bacini composti esclusivamente da pareti in roccia molto pendenti e prive di canali profondi non presentano zone d'innesco all'interno dell'area.

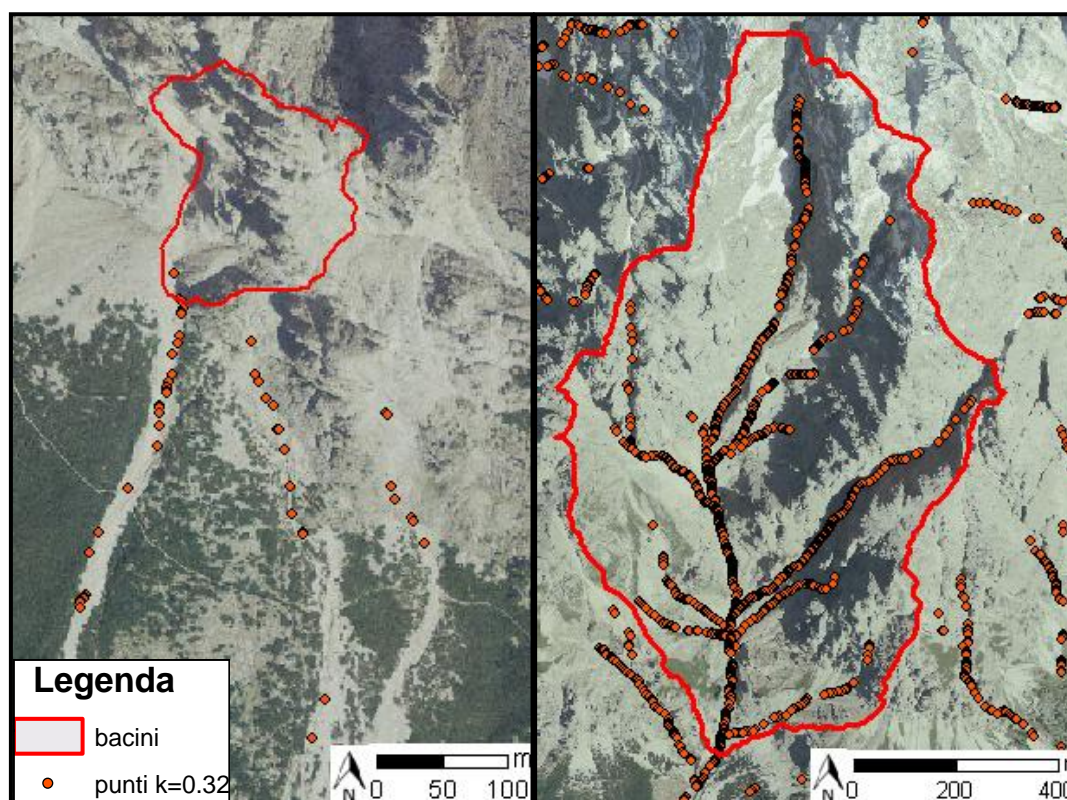


Fig. 75: a) bacino 33; b) bacino Rio Gere.

La procedura applicata alle 3 zone coperte dal DEM, sul comune di Cortina d'Ampezzo, ha condotto all'individuazione di 28966 celle che soddisfano i criteri d'innescò, utilizzando come coefficiente $K=0.32$. È possibile notare una maggiore concentrazione nei corsi d'acqua con bassi valori di area contribuente ed elevata pendenza locale. Calcolando esclusivamente le celle all'interno dei bacini precedentemente individuati queste risultano essere 8115.

5.2 VERIFICHE DELLA PROCEDURA AUTOMATICA

I fattori topografici permettono il controllo sugli eventi di debris flow, pertanto il metodo di identificazione delle aree soggette a colata detritica utilizza una soglia topografica per definire i margini delle condizioni all'interno del quale il fenomeno tende a rivelarsi. L'impronta topografica dei canali con prevalente dinamica di colata detritica è stata esplorata nel contesto dello stream power, dove, a condizioni stabili, la pendenza del canale può essere espressa come una funzione di potenza dell'area contribuente (relazione area-pendenza):

$$S = K \cdot A^{-n}$$

In tale equazione, l'individuazione di un appropriato valore di K risulta il problema maggiore per l'estrazione del reticolo in un DEM. Il coefficiente K può variare in base alle precipitazioni ed allo sforzo di taglio della superficie del terreno; quest'ultimo riflette sia le proprietà del suolo che il tipo e la densità della copertura vegetale (Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993).

Nella ricerca di una corretta equazione in grado di descrivere questi peculiari eventi presenti sul territorio di Cortina d'Ampezzo, l'esponente $-n$, che nella procedura utilizzata è -0.2 , non viene modificato. Al contrario si è provveduto all'utilizzo di coefficienti differenti, applicando però alla procedura gli stessi vincoli: eliminazione delle celle con pendenza superiore ai 38° e con una soglia di area contribuente superiore ai 10 km^2 . Inizialmente è stato testato un valore più basso di K ($K=0.28$); in tal caso K rappresenta la necessità di un rapporto area-pendenza minore per l'innescò del fenomeno di colata. Successivamente la stessa analisi è stata svolta con un valore di K maggiore; si è utilizzato infatti $K=0.36$. Questa verifica offre la possibilità di valutare quanto il valore del coefficiente K prescelto possa influire sul risultato finale dell'estrapolazione dei punti d'innescò. In questo caso l'abbassamento della costante K ha portato alla sovrastima dei punti e all'individuazione di punti di innescò di processi che differiscono da quelli di colata detritica. Ciò dimostra che probabilmente questo coefficiente va predisposto per caratteristiche territoriali geomorfologiche, litologiche e climatiche di aree differenti. K quindi è una costante che dipende dalla scabrezza della superficie e dal clima proprio della zona. Le formule utilizzate vanno calibrate sulla base del territorio e del problema di indagine.

Rispetto alle 28966 celle che soddisfano i criteri di innescò precedentemente estratte, utilizzando un $K=0.28$ ne sono risultate 54195, mentre con un $K=0.36$ sono state identificate 15818 celle.

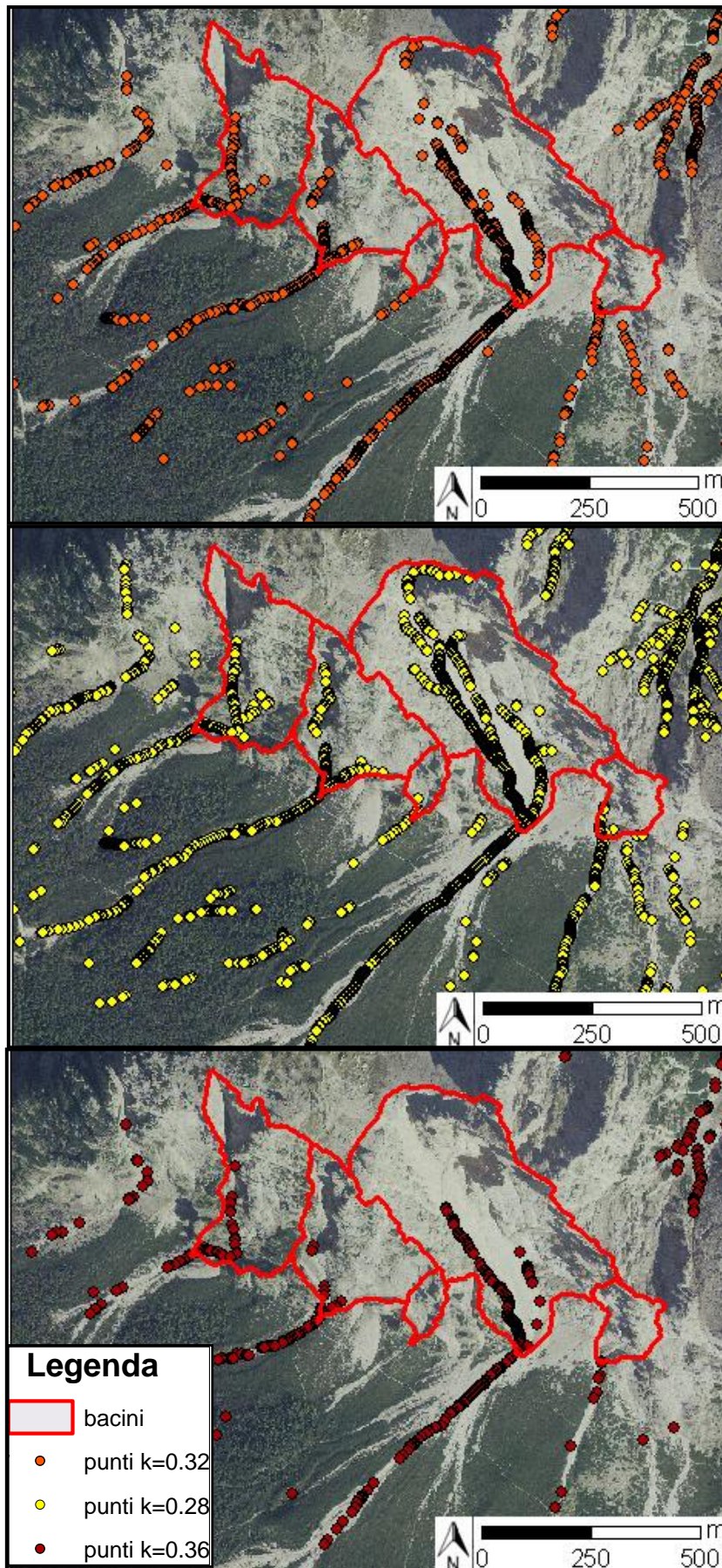


Fig. 76: a) punti d'innesco estrapolati tramite il metodo Cavalli e Grisotto (2006); b) punti d'innesco estrapolati con $k=0.28$; c) punti d'innesco estrapolati con $k=0.36$.

Un'ulteriore verifica è stata focalizzata sulla risoluzione del DEM utilizzato come base per l'estrazione dei possibili punti d'innesci tramite la procedura automatica. In tale contesto è stato utilizzato un DEM con risoluzione a 10 m (fig. 77).

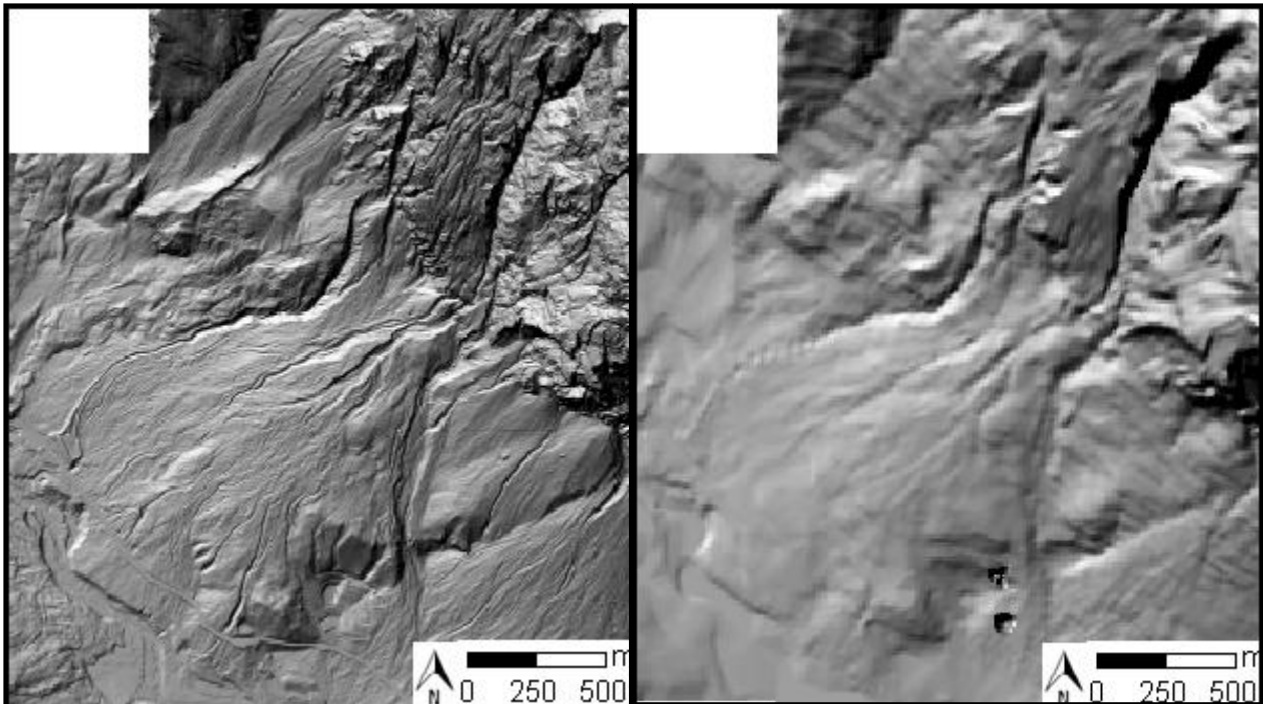


Fig.77: confronto tra DEM con risoluzioni diverse. a)DTM a 1m; b)DTM a 10m.

La procedura è stata eseguita utilizzando come coefficiente $k=0.32$. Il risultato ottenuto non è soddisfacente, come si nota in figura 78 le celle che soddisfano i criteri d'innesci risultano essere pochissime e poste in zone non consone al reale innesci delle colate detritiche nel contesto dolomitico. Solo utilizzando $k=0.20$ è possibile estrapolare i potenziali punti d'innesci all'interno dei maggiori canali presenti nella zona (fig. 79). Si può concludere quindi che la procedura automatica risulta essere di reale utilizzo solo per modelli digitali del terreno molto precisi, con risoluzioni elevate. Per tutti gli altri DEM invece la procedura deve essere calibrata e il coefficiente deve essere scelto con precisione in base alla topografia e all'evento atteso.

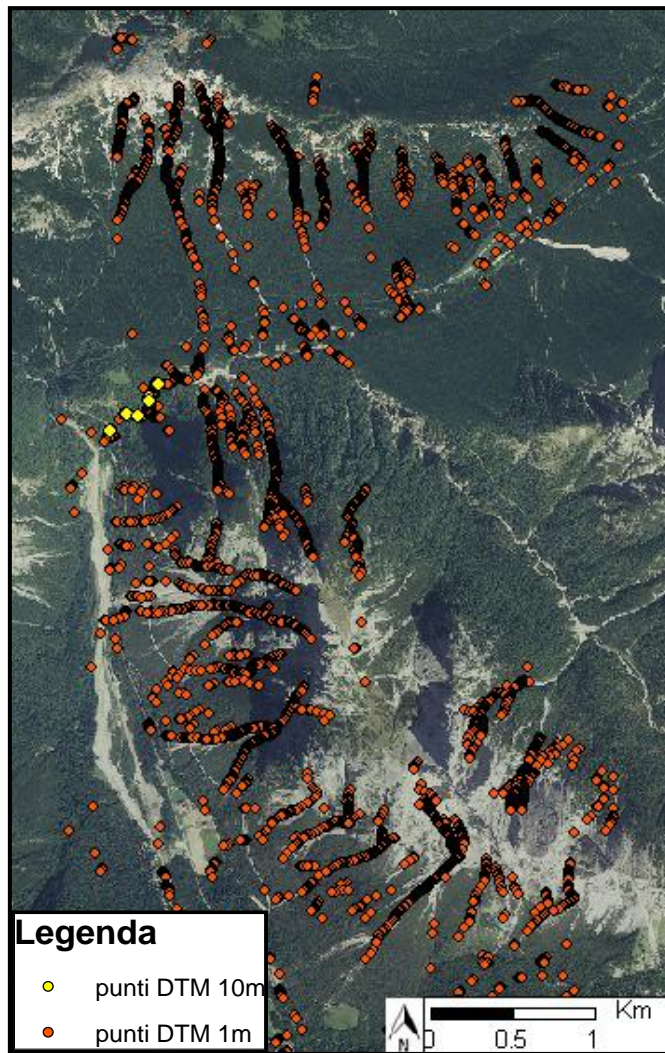


Fig. 78: estrazione punti d'innesco tramite DTM a differente risoluzione $k=0.32$.

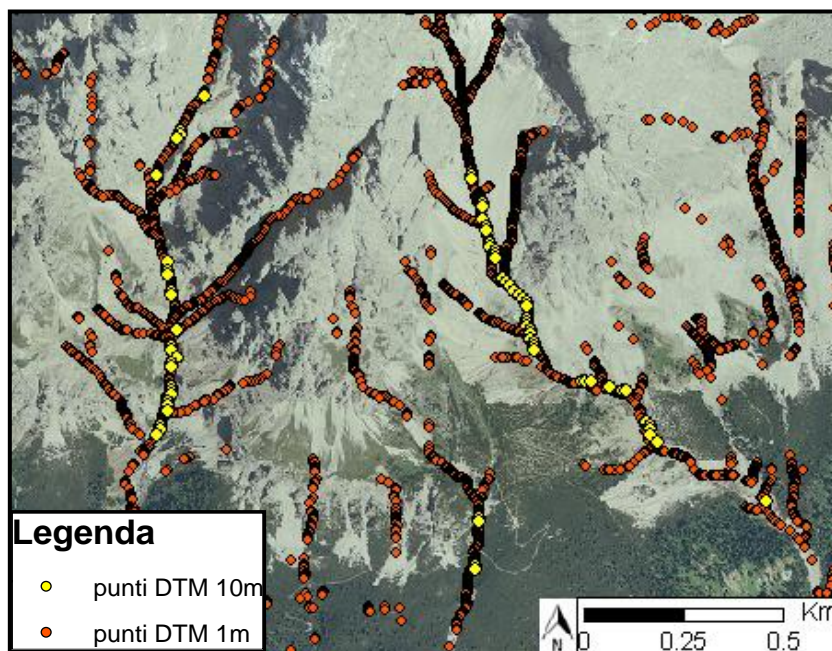


Fig. 79: estrazione punti d'innesco tramite DTM a differente risoluzione. Per il DTM a 1 m è stato utilizzato $k=0.32$, mentre per DTM a 10 m $k=0.20$.

5.3 MAPPA DI DENSITÀ DEI PUNTI D'INNESCO

La mappa di densità dei potenziali punti d'innesco delle colate detritiche (fig. 80) è stata creata utilizzando un raggio d'indagine di 50 m scelto per stringere l'analisi ai punti localizzati lungo la stessa asta torrentizia. La suddivisione in 2 classi mediante il metodo statistico "natural breaks" permette di individuare una soglia critica di circa 36.6 punti d'innesco per ettaro. Valori quindi di densità che superano i 36.6 punti d'innesco per ettaro rientrano nella massima classe di densità.

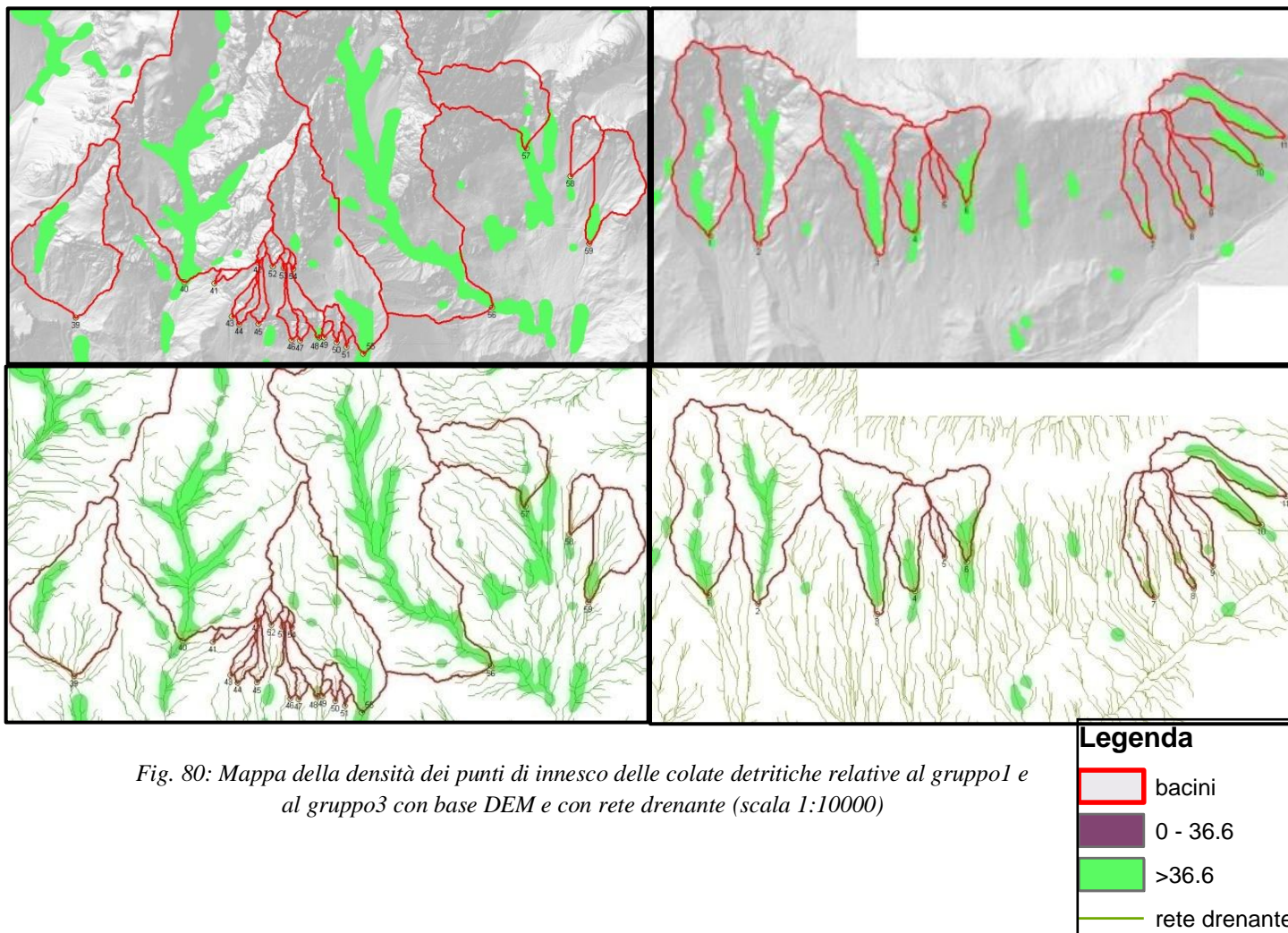


Fig. 80: Mappa della densità dei punti di innesco delle colate detritiche relative al gruppo1 e al gruppo3 con base DEM e con rete drenante (scala 1:10000)

5.4 SINTESI E DISCUSSIONE DEI RISULTATI

L'applicazione della procedura all'area di studio ha confermato l'utilità di uno strumento veloce e di semplice utilizzo per un'analisi preliminare delle aste torrentizie potenzialmente soggette a colate detritiche a partire dalla sola rappresentazione digitale del terreno. È importante sottolineare che in questa procedura si considera il ruolo svolto dalla topografia nell'innesco e nell'evoluzione della colata detritica, mentre non vengono presi esplicitamente in esame fattori quali la disponibilità di sedimento, i volumi e le caratteristiche reologiche della colata che dovranno comunque rientrare negli studi di maggior dettaglio per la delimitazione delle aree di pericolo. Per questo tipo di lavoro e per l'accurata morfologia del territorio ricavata dal rilievo LIDAR il metodo di Zimmermann (1997) risulta essere soddisfacente. Tale metodo funziona soprattutto per bacini di

dimensioni medio-grandi, composti da pareti di roccia ma aventi anche zone ricoperte da detrito sciolto e legati ad un grado di pericolosità elevata. Se si analizzano invece i bacini minori il metodo presenta delle lacune e non risulta in grado di estrapolare i reali punti d'innescò. L'utilizzo di un coefficiente pari a 0.28 non ha dimostrato dei riscontri positivi, esso sovrastima le zone d'innescò nella parte alta dei bacini, mentre nella parte bassa li individua in zone troppo poco pendenti non consone al processo di innescò. Le colate di detrito infatti, nell'area di studio, si innescano in zone con pendenza compresa tra i 38° e i 30°. L'analisi svolta con il coefficiente pari a 0.36 sottostima i punti d'innescò all'interno del canale, con tale parametro infatti non vengono individuati punti fondamentali per l'innescò delle colate all'interno dei bacini, soprattutto nelle zone coperte da detrito non vegetato. Se si analizza la numerosità dei punti all'interno dei singoli bacini (con $K=0.32$), risulta subito evidente che nel 70 % dei bacini vengono individuati meno di 100 punti d'innescò (fig. 81) e ciò dimostra la correlazione esistente tra zone d'innescò e morfologia dei bacini. Nella maggior parte dei casi l'innescò delle colate avviene in una zona di transizione posta al piede del bacino, nella parte apicale del conoide detritico.

La verifica ha confermato che il valore del coefficiente K prescelto e la risoluzione del DEM utilizzato possono influire sul risultato finale dell'estrapolazione dei punti d'innescò e che K dipende fortemente dalle caratteristiche geomorfologiche, litologiche e climatiche del territorio. Tale coefficiente deve inoltre essere calibrato in base al tipo di fenomeno analizzato nello studio.

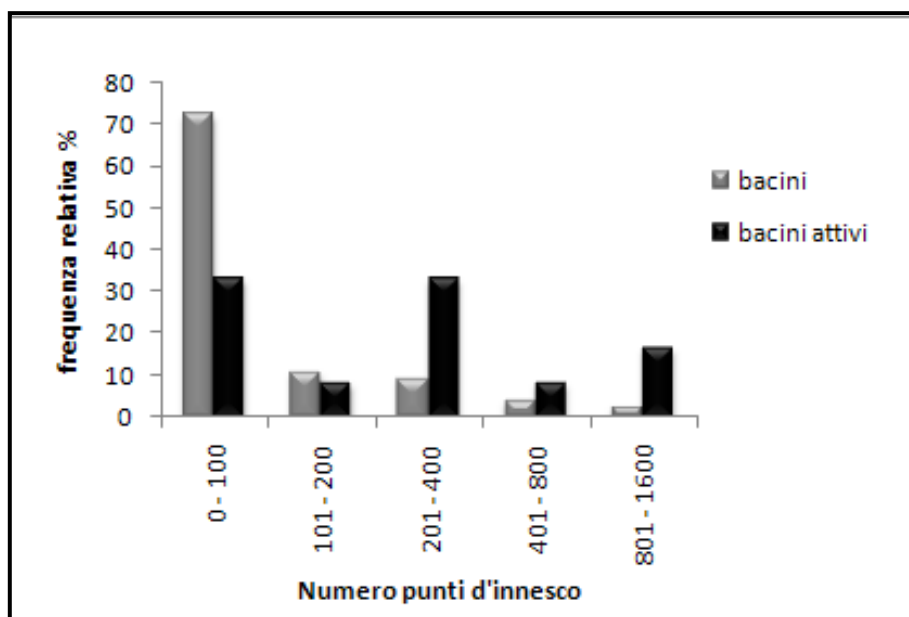


Fig.81 : istogramma di frequenza relativo al numero di punti d'innescò presenti in ogni bacino.

Osservando attentamente la mappa di densità è possibile individuare una stretta correlazione tra densità elevata e attività dei bacini. La maggior parte delle zone con densità superiore ai 36.6 punti per ettaro è situata nei bacini storicamente attivi e nei bacini con area maggiore. La creazione di una mappa della densità dei punti d'innescò permette di analizzare quindi l'esistenza di una correlazione tra la densità del bacino e la sua attività e offre la possibilità di individuare aree del territorio di potenziale coinvolgimento, come ad esempio: strade comuni, sentieri forestali e particelle edificabili. Un'elaborazione accurata di questo tipo di mappa può quindi fornire importanti informazioni soprattutto per una gestione forestale più attenta agli aspetti idrogeologici.

6 OSSERVAZIONI CONCLUSIVE

- A causa della pericolosità idrogeologica legata ai debris flow, essi devono essere identificati al fine di sviluppare strategie di gestione adeguate e progettazione di opere di protezione. Tale lavoro ha come scopo lo studio delle caratteristiche geomorfologiche dei bacini d'innescio delle colate, al fine di comprendere in dettaglio le zone di sviluppo dei processi e definire le peculiarità che le contraddistinguono. La raccolta e l'analisi dei dati hanno permesso di riconoscere il ruolo svolto dai bacini in roccia situati nell'area di studio. Le caratteristiche morfologiche principali si ritrovano in tutti i 73 bacini di testata individuati. Essi risultano essere composti prevalentemente da dolomia principale e detrito sciolto non vegetato, possiedono pendenza elevata (valore medio 50°), che contribuisce ad aiutare lo scorrimento dei detriti alle pendici, e sono esposti principalmente a sud. All'interno di questi bacini sono presenti canali controllati da impostazioni strutturali come faglie o fratture. Tramite fotointerpretazione e sopralluoghi è stato possibile confermare che la fornitura del detrito è causata dall'elevata suscettibilità delle pareti rocciose che delimitano i canali, mentre il trasferimento di sedimenti è dovuto ad una moltitudine di processi che si verifica nei canali: valanghe di neve, distacco gravitazionale, trasporto dei sedimenti da deflusso superficiale e colate detritiche. La moltitudine dei processi coinvolti non permette di catalogare correttamente il volume di detrito mobilizzato dai soli processi di debris flow.
- Il DEM, che rappresenta l'informazione di base per le elaborazioni finalizzate alla migliore comprensione dei diversi processi operanti a scala di versante, è dipendente dalla qualità che risulta essere legata dalla fonte dei dati e alle tecniche di interpolazione. In questo caso il rilievo LiDAR disponibile ha permesso di ottenere un modello digitale del terreno estremamente accurato. Tale risoluzione (1 m) ha fornito la possibilità di estrapolare un reticolo idrografico di sintesi molto preciso che ha reso l'analisi estremamente dettagliata. I risultati ottenuti, sia in termini topografici che di riconoscimento della dinamica delle colate detritiche, mostrano in modo evidente che i DTM, derivati da rilievi LiDAR da aeromobile, portano numerosi vantaggi nelle analisi. L'uso di DEM comporta una migliore rappresentazione della realtà territoriale che si va ad investigare, consente di affinare l'analisi qualitativa e quantitativa della morfologia superficiale e l'analisi idrologica ed inoltre offre la possibilità di effettuare studi comparativi sulle caratteristiche geomorfologiche delle aree di colata. Al contempo però, l'aumento della risoluzione del DTM, porta degli svantaggi derivati dai limiti delle risorse di calcolo disponibili e dal tempo che essi richiedono per essere elaborati.
- Dai confronti tra i vari parametri sono state estratte alcune importanti correlazioni. In linea generale, si può affermare che i bacini mostrano evidente similarità ed esibiscono caratteristiche morfometriche comparabili indipendentemente dalla loro scala. Si osserva così che la pendenza media dei bacini non risulta essere influenzata dall'area dello stesso, lo stesso risulta per la forma dei bacini e l'elevation relief ratio. Al contrario, e coerentemente alla similarità di scala, l'area risulta essere fortemente correlata alla lunghezza delle aste drenanti, dislivello complessivo ed abbondanza di detrito sciolto. Un'analisi più accurata dei parametri che descrivono la forma del bacino, rivela la tendenza dei bacini di testata ad assumere una conformazione ovale allungata, con la parte alta molto arrotondata e la parte inferiore stretta e lunga. Tale conformazione non rispecchia lo sviluppo

della rete di drenaggio all'interno dei bacini. L'esame della densità di drenaggio (1/m) ha dimostrato valori minori per bacini piccoli, con area inferiore ad 1 ha. Tale risultato può essere dovuto al fatto che questi bacini sono quasi completamente composti da roccia e privi di detrito. Ciò evidenzia una ramificazione del sistema di drenaggio attraverso canali incisi in roccia, spesso favoriti da faglie e fratture, e che comportano una permeabilità del bacino inferiore rispetto a bacini con detrito sciolto che risultano avere una maggior permeabilità del terreno. Lo studio dell'indice di Melton ha confermato l'ipotesi che tutti i bacini individuati hanno morfologia favorevole allo sviluppo di fenomeni di trasporto di sedimento classificabili come debris flow. Inoltre è stato dimostrato che l'indice Melton, in combinazione con la lunghezza del bacino può essere utilizzato per distinguere i processi fluviali dalle colate detritiche, come proposto da Wilford et al. (2004). Per quanto riguarda la correlazione tra parametri, l'indice di Melton risulta essere inversamente proporzionale all'area del bacino. In particolare valori minori dell'indice sono associati a bacini più grandi. L'analisi dell'indice di evoluzione del bacino ERR ha condotto alla conclusione che la maggior parte dei bacini rientra nello stadio "maturo". Tale evoluzione può essere raggiunta attraverso l'incisione e l'erosione delle superfici rocciose. Queste incisioni sono causate principalmente dai flussi di detriti nei canali e da altri processi attivi che avvengono nelle pareti rocciose. Il dato permette di sottolineare il fatto che questi processi si verificano con frequenza. L'ERR risulta essere indipendente dall'area del bacino e non mostra relazioni evidenti con la forma dello stesso. Per spiegare le differenze ipsometriche, in questo lavoro, non sono state controllate alcune impostazioni geo-strutturali, come ad esempio l'intensità della deformazione tettonica, le caratteristiche della stratificazione o la presenza di variazione litologica a scala dettagliata.

- Per i bacini analizzati l'abbondanza del detrito sembra correlata con l'area del bacino, infatti tra i bacini non si scorgono differenze evolutive, ma sembrano piuttosto avere una scala differente. Il confronto tra l'indice di evoluzione ERR del bacino e la presenza di detrito sciolto non descrive alcuna relazione, ma si denota che i bacini con valori più alti di ERR possiedono zone minori di detrito sciolto non vegetato all'interno dell'area. Ciò discosta totalmente dalla definizione dell'indice di evoluzione del bacino che descrive valori inferiori a 0.4 per i bacini con stadio avanzato d'erosione (bacini che hanno completato tutta l'asportazione dei terreni erodibili). Ciò può essere dovuto alla determinazione del parametro del detrito sciolto; l'estensione di tale area, infatti, è individuata dall'operatore in base alla propria interpretazione dell'ortofoto e quindi vincolata ad un giudizio soggettivo. Considerando come un indice di erosione, il rapporto tra l'entità del bedrock affiorante e il detrito sciolto non vegetato presente nei bacini, esso non risulta quindi esattamente coerente con i valori dell'indice di evoluzione ERR.
- L'analisi sull'attività dei bacini, svolta tramite l'utilizzo dei dati ricavati dalle fonti storiche, ha permesso l'individuazione delle caratteristiche peculiari e alcune correlazioni tra le variabili morfometriche. Si può dedurre che le caratteristiche morfologiche peculiari dei bacini attivi sono principalmente quelle di possedere un'area superiore all'ettaro ed avere una quota superiore ai 1600 m. Oltre ha possedere pendenze medie elevate e ad avere un'esposizione a sud, tutti i bacini attivi hanno un indice di Melton compreso tra 1.01 e 2.5 e sono allo stadio "maturo". La pendenza media varia dai 45° ai 56° e più del 70% dell'area possiede una pendenza superiore ai 35°. L'esame del fattore di forma ha dimostrato che tutti i bacini attivi tendono ad avere una forma allungata rispetto alla verticale. L'aspetto

più significativo dei confronti tra parametri riguarda l'area dei bacini che appare estremamente legata all'attività. In particolare i bacini più grandi risultano essere associati a una maggior pericolosità. Dallo studio dell'indice di Melton si evince la presenza di una correlazione inversa con l'attività, i bacini più attivi risultano avere indici più bassi. Al contrario l'analisi di ERR e della densità di drenaggio non ha evidenziato l'esistenza di possibili relazioni con l'attività dei bacini.

- L'analisi statistica dei due campioni individuati (bacini più attivi – meno attivi) non ha fornito risposte risolutive circa la loro appartenenza alla stessa popolazione o meno. L'area del bacino di testata e l'indice di Melton appaiono comunque i parametri che si differenziano più significativamente per i due campioni.
- L'analisi relativa alla lunghezza dei canali di colata ha portato a concludere che i parametri di area e dislivello sono le migliori variabili per differenziare i bacini non attivi da quelli attivi. In prima analisi il confronto tra lunghezza dei canali e area dei bacini di testata ha dimostrato che i bacini più grandi sono anche quelli attivi e che questi comportano la creazione dei canali di colata più lunghi. In buona sostanza, quindi, anche il canale di colata mostra caratteristiche di similarità in funzione della scala.
- L'applicazione di una procedura automatica, basata su pendenza e area drenata, per l'estrazione di possibili punti d'innescio di debris flow, ai DTM, si è rivelata positiva e corretta, se applicata ad un DTM dotato di sufficiente risoluzione. I risultati ottenuti hanno confermato l'utilità, la velocità e la semplicità del DTM come strumento di base per le analisi. La teoria di Zimmermann et al. (1997) è stata confermata tramite l'utilizzo di un coefficiente pari a $k=0.32$. Tale coefficiente però deve essere calibrato in base al tipo di territorio e fenomeno da analizzare. Questo metodo funziona soprattutto per bacini di dimensioni medio-grandi, mentre risulta essere meno predittivo per bacini piccoli composti prevalentemente da pareti di roccia. Infine la validità del risultato ottenuto è stata testata per varie risoluzioni DTM, ma la procedura è apparsa positiva solo per DTM con alta risoluzione. È importante sottolineare che in questa procedura si considera il ruolo svolto dalla topografia nell'innescio e nell'evoluzione della colata detritica, mentre non vengono presi esplicitamente in esame fattori quali la disponibilità di sedimento, i volumi e le caratteristiche reologiche della colata che dovranno comunque rientrare negli studi di maggior dettaglio per la delimitazione delle aree di pericolo. Infine, la creazione di una mappa della densità dei punti d'innescio ha permesso di analizzare l'esistenza di una correlazione tra la densità dei punti nel bacino e la sua attività offrendo così la possibilità di individuare aree del territorio di potenziale coinvolgimento.

Lo studio fornisce gli spunti per un'analisi basata su controlli morfometrici dei debris flow nel territorio di Cortina d'Ampezzo. Tale tecnica può risultare fondamentale in preliminari ricerche di pericolosità e potenziale rischio dei fenomeni di versante, ma successivamente deve essere integrata ed approfondita da peculiari studi del territorio e da dati di campo.

ALLEGATO 1

Parametri morfometrici relativi ai bacini di testata.

Nome bacino	gruppo	toponimo	perimetro	area (m ²)	Zmin (m)	Zmax (m)	Zm (m)	S (°)	ΔZ (m)
1	1		2034.05	164322.97	1675.70	2366.00	1983.46	44.21	690.30
2	1	Rio Ancora	2388.48	233957.44	1666.98	2279.08	1982.73	45.03	612.10
3	1	Rue d'Ogiva	1982.56	133005.91	1646.98	2140.00	1959.04	43.57	493.02
4	1		1153.42	51304.01	1693.13	2139.94	1923.60	44.06	446.81
5	1		621.95	7660.70	1792.54	2132.60	1924.47	47.89	340.06
6	1		1166.55	62082.99	1753.22	2142.00	1986.07	43.15	388.78
7	1		1278.63	32492.97	1565.25	2052.60	1795.92	42.33	487.35
8	1		1274.67	31257.67	1546.54	2053.00	1851.37	46.81	506.46
9	1		1079.21	23156.65	1569.69	2040.04	1758.78	43.75	470.35
10	1	Ospitale 2	1132.25	43237.62	1585.92	2021.68	1815.35	44.64	435.76
11	1		1573.91	57494.83	1577.39	2052.00	1840.93	42.19	474.61
12	2		541.16	5987.06	1481.95	1818.32	1655.81	53.74	336.37
13	2	x	595.52	9157.15	1488.11	1874.00	1724.85	55.89	385.89
14	2		676.39	24853.95	1509.26	1932.00	1742.25	57.33	422.74
15	2		1376.48	90808.29	1510.08	2015.00	1822.82	55.87	504.92
16	2		434.65	6349.09	1520.24	1715.85	1616.34	50.08	195.61
17	2		2005.24	96591.67	1548.30	2334.94	1951.57	56.32	786.64
18	2	Fiames Ra Pezzories	2245.56	142280.22	1579.79	2345.00	1987.10	56.56	765.21
19	2		692.48	14377.25	1608.93	1986.56	1731.59	49.21	377.62
20	2		278.39	3750.07	1570.02	1741.93	1662.93	59.40	171.91
21	2		436.1	8319.12	1533.25	1742.00	1658.78	53.15	208.75
22	2		748.76	20237.17	1531.30	1990.00	1775.54	54.99	458.70
23	2		1470.25	76669.22	1577.00	2299.00	1920.11	56.27	722.00
24	2		298.25	3897.12	1697.78	1970.00	1843.83	65.54	272.22
25	2	FN	2181.72	167873.75	1611.50	2299.00	2060.82	45.26	687.50
26	2		801.37	15947.01	1607.50	2200.00	1965.60	51.73	592.50
27	2		686	15399.63	1545.10	2240.00	1947.30	63.15	694.90
28	2		504.23	9799.67	1595.00	2194.54	1898.29	62.84	599.54
29	2		1436.94	75884.33	1565.59	2295.00	1963.38	59.89	729.41
30	2	Canale 3	1282.97	68510.23	1662.24	2309.00	1970.54	59.55	646.76
31	2		462.45	9805.18	1719.30	2096.00	1886.13	61.14	376.70
32	2	Fiames	2143.16	185193.69	1784.05	2448.97	2101.98	50.23	664.92
33	2		655.44	20647.06	1856.21	2396.33	2115.20	62.51	540.11
34	2		856.92	22861.20	1741.37	2439.30	1982.99	53.97	697.93
35	2		912.16	31090.28	1732.91	2439.80	2075.90	59.64	706.88
36	2		1223.39	43786.74	1797.39	2434.00	2110.44	56.46	636.61
37	2		387	5868.04	1896.01	2335.31	2104.65	63.95	439.31
38	2		373.33	3797.06	1906.73	2338.00	2116.34	61.87	431.27

39	3		2222.51	204467.55	1981.02	2539.00	2211.16	40.45	557.98
40	3	Rio Gere	4061.87	748617.02	2028.00	3220.00	2586.00	51.90	1192.00
41	3		331.05	3273.04	2099.40	2293.87	2223.68	48.57	194.48
42	3		238.49	2264.74	2326.51	2427.00	2378.30	50.52	100.49
43	3		455.16	6532.67	2099.79	2294.52	2209.75	43.40	194.74
44	3		613.73	6989.41	2077.27	2322.04	2201.89	43.91	244.76
45	3		656.37	8411.20	2070.00	2366.01	2229.18	39.02	296.00
46	3		731.02	9028.10	2037.37	2317.82	2162.22	46.56	280.45
47	3		371.67	5093.02	2035.77	2222.00	2131.58	52.74	186.23
48	3		840.92	18885.30	2055.36	2347.22	2210.57	39.34	291.86
49	3		205.86	2186.48	2066.17	2192.00	2116.65	51.40	125.83
50	3		486.14	7565.72	2059.36	2203.33	2157.90	43.38	143.97
51	3		264.92	2628.22	2045.01	2170.00	2122.41	47.33	124.99
52	3		438.49	8233.41	2312.63	2469.95	2398.27	48.34	157.33
53	3		245.20	2043.61	2309.30	2407.22	2366.95	47.16	97.92
54	3		181.73	1395.36	2306.93	2378.47	2345.10	49.70	71.54
55	3	Passo Tre Croci	2674.31	227908.16	2013.10	2800.00	2339.50	39.71	786.90
56	3	Rudavoi	4358.85	699888.42	1856.00	3220.00	2456.58	47.15	1364.00
57	3		1718.93	117345.99	2100.41	2940.00	2465.72	52.66	839.59
58	3		700.77	25142.34	2041.46	2405.00	2185.72	48.46	363.54
59	3		1312.66	73757.28	1909.85	2425.00	2099.75	39.87	515.15
60	4		550.23	9126.18	2074.06	2378.75	2212.84	53.85	304.70
61	4		1118.07	59150.35	2063.97	2523.00	2313.20	48.50	459.03
62	4		1322.16	50629.27	1692.58	2281.07	1955.96	48.44	588.49
63	4		467.97	5447.00	1664.29	1850.41	1770.55	45.73	186.13
64	4	Acquabona	2483.57	191268.97	1632.96	2664.91	2193.13	46.52	1031.94
65	4		1291.54	40853.48	1632.66	2190.04	1893.71	47.28	557.38
66	4		1133.56	22403.09	1576.60	2071.16	1861.18	40.47	494.55
67	4		569.44	9024.16	1579.14	1866.59	1749.58	46.63	287.45
68	4		711.96	11555.63	1590.72	1878.84	1724.87	37.57	288.12
69	4		3247.15	308567.42	1542.70	2846.00	2298.93	54.23	1303.30
70	4		3061.71	325326.82	1496.69	2798.00	2187.76	51.48	1301.31
71	4		1227.44	47713.64	1544.01	2196.95	1847.84	50.04	652.95
72	4		2165.4	150836.11	1543.45	2542.00	2001.70	55.44	998.55
73	4		1023.98	26659.94	1575.91	2161.61	1879.31	51.63	585.70
MAX			4358.85	748617.02	2326.51	3220.00	2586.00	65.54	1364.00
MIN			181.73	1395.36	1481.95	1715.85	1616.34	37.57	71.54
MEDIA			1162.70	74793.62	1771.11	2272.03	2023.35	50.32	500.93
DEV.ST			891.11	132529.80	241.15	299.19	220.60	6.88	290.18

Nome bacino	gruppo	toponimo	ERR	MRN	L _d (m)	D _D (1/m)	SF	r (m)	d (m)	L _{A.P.} (m)
1	1		0.45	1.70	2652.20	0.02	0.50	228.76	457.52	921.27
2	1	Rio Ancora	0.52	1.27	4289.26	0.02	0.57	272.96	545.93	957.30
3	1	Rue d'Ogiva	0.63	1.35	2105.37	0.02	0.56	205.81	411.62	731.48
4	1		0.52	1.97	1001.15	0.02	0.55	127.82	255.65	460.89
5	1		0.39	3.89	161.70	0.02	0.74	49.39	98.79	133.08
6	1		0.60	1.56	1150.75	0.02	0.69	140.61	281.22	409.34
7	1		0.47	2.70	913.54	0.03	0.38	101.73	203.45	536.77
8	1		0.60	2.86	777.61	0.02	0.38	99.77	199.55	524.83
9	1		0.40	3.09	607.05	0.03	0.41	85.88	171.75	419.77
10	1	Ospitale 2	0.53	2.10	712.23	0.02	0.62	117.35	234.69	379.44
11	1		0.56	1.98	648.38	0.01	0.43	135.32	270.63	624.73
12	2		0.52	4.35	122.13	0.02	0.74	43.67	87.33	117.63
13	2	x	0.61	4.03	242.70	0.03	0.45	54.00	108.01	242.70
14	2		0.55	2.68	456.22	0.02	0.83	88.97	177.94	214.33
15	2		0.62	1.68	1603.04	0.02	0.90	170.06	340.12	376.30
16	2		0.49	2.45	165.90	0.03	1.15	44.97	89.93	78.22
17	2		0.51	2.53	1903.57	0.02	0.45	175.39	350.78	784.87
18	2	Fiames Ra Pezzories	0.53	2.03	2442.26	0.02	0.53	212.87	425.73	801.39
19	2		0.32	3.15	181.35	0.01	1.03	67.67	135.33	131.02
20	2		0.54	2.81	48.23	0.01	1.43	34.56	69.12	48.23
21	2		0.60	2.29	142.66	0.02	0.72	51.47	102.94	142.66
22	2		0.53	3.22	468.78	0.02	0.62	80.28	160.56	258.71
23	2		0.48	2.61	1797.11	0.02	0.59	156.26	312.52	533.78
24	2		0.54	4.36	41.33	0.01	2.53	35.23	70.46	27.82
25	2	FN	0.65	1.68	3029.02	0.02	0.68	231.22	462.44	680.97
26	2		0.60	4.69	503.78	0.03	0.48	71.26	142.53	297.52
27	2		0.58	5.60	207.44	0.01	0.78	70.03	140.06	179.48
28	2		0.51	6.06	152.54	0.02	0.91	55.87	111.73	122.24
29	2		0.55	2.65	1596.39	0.02	0.58	155.46	310.91	537.47
30	2	Canale 3	0.48	2.47	1264.54	0.02	0.77	147.71	295.42	385.37
31	2		0.44	3.80	173.54	0.02	0.92	55.88	111.76	120.90
32	2	Fiames	0.48	1.55	3982.70	0.02	0.54	242.86	485.71	897.64
33	2		0.48	3.76	554.68	0.03	0.85	81.09	162.18	191.81
34	2		0.35	4.62	484.65	0.02	0.50	85.33	170.65	340.63
35	2		0.49	4.01	784.28	0.03	0.55	99.51	199.01	363.54
36	2		0.49	3.04	842.44	0.02	0.51	118.09	236.18	462.71
37	2		0.47	5.73	81.37	0.01	1.06	43.23	86.46	81.37
38	2		0.49	7.00	62.30	0.02	1.12	34.77	69.55	62.30
39	3		0.41	1.23	3916.09	0.02	0.51	255.18	510.36	1009.05
40	3	Rio Gere	0.47	1.38	12450.54	0.02	0.63	488.28	976.55	1551.17
41	3		0.64	3.40	53.84	0.02	1.20	32.29	64.57	53.84

42	3		0.52	2.11	35.18	0.02	1.53	26.86	53.71	35.18
43	3		0.56	2.41	119.01	0.02	0.77	45.61	91.22	119.01
44	3		0.51	2.93	129.26	0.02	0.73	47.18	94.36	129.26
45	3		0.54	3.23	131.33	0.02	0.79	51.76	103.51	131.33
46	3		0.45	2.95	124.12	0.01	0.72	53.62	107.24	149.20
47	3		0.51	2.61	89.42	0.02	0.90	40.27	80.55	89.42
48	3		0.53	2.12	197.79	0.01	0.78	77.55	155.11	197.79
49	3		0.40	2.69	11.13	0.01	2.19	26.39	52.78	24.13
50	3		0.68	1.66	116.49	0.02	0.84	49.09	98.17	116.49
51	3		0.62	2.44	49.98	0.02	1.16	28.93	57.86	49.98
52	3		0.54	1.73	133.62	0.02	0.93	51.21	102.41	110.53
53	3		0.59	2.17	20.91	0.01	2.44	25.51	51.02	20.91
54	3		0.53	1.92	32.41	0.02	1.30	21.08	42.16	32.41
55	3	Passo Tre Croci	0.41	1.65	4663.43	0.02	0.47	269.41	538.82	1145.23
56	3	Rudavoi	0.44	1.63	14132.42	0.02	0.47	472.12	944.23	2026.08
57	3		0.44	2.45	2884.53	0.02	0.64	193.32	386.63	601.97
58	3		0.40	2.29	578.58	0.02	0.75	89.48	178.96	239.31
59	3		0.37	1.90	1717.08	0.02	0.62	153.26	306.53	497.33
60	4		0.46	3.19	138.30	0.02	0.84	53.91	107.82	128.94
61	4		0.54	1.89	1189.09	0.02	0.60	137.25	274.50	457.34
62	4		0.45	2.62	995.71	0.02	0.48	126.98	253.96	533.49
63	4		0.57	2.52	102.96	0.02	0.81	41.65	83.30	102.96
64	4	Acquabona	0.54	2.36	4645.04	0.02	0.43	246.81	493.61	1157.82
65	4		0.47	2.76	1134.63	0.03	0.44	114.06	228.13	515.62
66	4		0.58	3.30	814.01	0.04	0.21	84.47	168.93	801.91
67	4		0.59	3.03	176.26	0.02	0.61	53.61	107.22	176.26
68	4		0.47	2.68	276.87	0.02	0.71	60.66	121.33	170.17
69	4		0.58	2.35	6374.44	0.02	0.43	313.48	626.96	1441.55
70	4		0.53	2.28	7837.35	0.02	0.49	321.88	643.76	1316.99
71	4		0.47	2.99	1086.45	0.02	0.50	123.27	246.54	495.57
72	4		0.46	2.57	3153.24	0.02	0.54	219.17	438.35	818.60
73	4		0.52	3.59	541.24	0.02	0.45	92.14	184.29	407.86
MAX			0.68	7.00	14132.42	0.04	2.53	488.28	976.55	2026.08
MIN			0.32	1.23	11.13	0.01	0.21	21.08	42.16	20.91
MEDIA			0.51	2.80	1485.03	0.02	0.77	120.01	240.02	430.62
DEV.ST			0.07	1.14	2539.89	0.01	0.42	97.71	195.42	410.02

Nome bacino	gruppo	toponimo	area>35° (m2)	area (%) > 35°	area30°-40° (m2)	area (%) 30°-40°	Esp	F _G	L _W (m)	F	RR
1	1		135589.00	82.52	50377.00	30.66	S	1.40	859.38	0.22	0.80
2	1	Rio Ancora	182848.00	78.16	65744.00	28.10	S	1.38	874.50	0.31	0.70
3	1	Rue d'Ogiva	101042.00	75.96	31763.00	23.88	S	1.52	755.09	0.23	0.65
4	1		40820.00	79.56	13334.00	25.99	S	1.43	476.89	0.23	0.94
5	1		6838.00	89.30	1389.00	18.14	S	1.99	293.79	0.09	1.16
6	1		46529.00	74.95	16106.00	25.94	S	1.31	426.77	0.34	0.91
7	1		24671.00	75.94	10289.00	31.67	S	1.99	548.43	0.11	0.89
8	1		26209.00	83.83	7972.00	25.50	S	2.02	554.79	0.10	0.91
9	1		18979.00	81.93	6853.00	29.58	S-E	1.99	480.13	0.10	0.98
10	1	Ospitale 2	33990.00	78.64	14707.00	34.03	S-E	1.52	473.52	0.19	0.92
11	1		41373.00	71.95	17228.00	29.96	E	1.84	609.85	0.15	0.78
12	2		5149.00	86.12	812.00	13.58	W	1.96	200.23	0.15	1.68
13	2	x	7967.00	87.04	1081.00	11.81	W	1.74	225.23	0.18	1.71
14	2		21256.00	85.52	2875.00	11.57	W	1.20	220.03	0.51	1.92
15	2		84094.00	92.62	9213.00	10.15	W	1.28	386.57	0.61	1.31
16	2		5334.00	84.03	1120.00	17.64	W	1.53	179.08	0.20	1.09
17	2		87223.00	90.29	14253.00	14.75	W	1.81	646.31	0.23	1.22
18	2	Fiames Ra Pezzories	128708.00	90.46	19718.00	13.86	W	1.67	743.55	0.26	1.03
19	2		11986.00	83.32	3926.00	27.29	W	1.62	269.60	0.20	1.40
20	2		3577.00	95.44	230.00	6.14	W	1.27	94.72	0.42	1.81
21	2		7511.00	90.16	1327.00	15.93	W	1.34	164.03	0.31	1.27
22	2		18096.00	89.42	3929.00	19.41	W	1.47	269.56	0.28	1.70
23	2		70425.00	91.87	9882.00	12.89	W	1.49	482.12	0.33	1.50
24	2		3713.00	95.16	256.00	6.56	W	1.34	99.28	0.40	2.74
25	2	FN	105846.00	63.05	41924.00	24.97	W	1.49	569.23	0.52	1.21
26	2		13439.00	84.27	3086.00	19.35	W	1.78	352.40	0.13	1.68
27	2		14184.00	92.15	869.00	5.65	S-W	1.55	262.38	0.22	2.65
28	2		9481.00	96.66	444.00	4.53	S-W	1.43	203.35	0.24	2.95
29	2		71047.00	93.63	6534.00	8.61	S-W	1.46	422.28	0.43	1.73
30	2	Canale 3	62865.00	91.76	7842.00	11.45	S-W	1.37	401.50	0.42	1.61
31	2		9262.00	94.42	988.00	10.07	S-W	1.31	185.68	0.28	2.03
32	2	Fiames	139397.00	75.27	58342.00	31.50	S	1.39	661.84	0.42	1.00
33	2		18890.00	91.50	2816.00	13.64	S-W	1.28	190.52	0.57	2.83
34	2		18992.00	83.08	5359.00	23.44	S-W	1.59	327.77	0.21	2.13
35	2		28536.00	91.76	4386.00	14.10	S-W	1.45	303.01	0.34	2.33
36	2		38554.00	88.07	10069.00	23.00	S	1.64	351.37	0.35	1.81
37	2		5503.00	93.88	615.00	10.49	S	1.41	144.22	0.28	3.05
38	2		3528.00	92.96	314.00	8.27	S	1.70	139.45	0.20	3.09
39	3		136175.00	66.60	81143.00	39.69	S	1.38	802.08	0.32	0.70
40	3	Rio Gere	640306.00	85.53	145860.00	19.48	S	1.31	1423.90	0.37	0.84
41	3		2899.00	88.63	892.00	27.27	S-W	1.62	136.73	0.18	1.42

42	3		2028.00	89.54	258.00	11.39	S	1.40	101.63	0.22	0.99
43	3		4375.00	66.96	2565.00	39.26	S	1.58	208.12	0.15	0.94
44	3		4274.00	61.15	1487.00	21.28	S	2.06	270.86	0.10	0.90
45	3		3987.00	47.40	2926.00	34.79	S	2.00	292.26	0.10	1.01
46	3		6129.00	67.87	1420.00	15.72	S	2.15	322.32	0.09	0.87
47	3		4619.00	90.78	586.00	11.52	S	1.46	141.16	0.26	1.32
48	3		9032.00	47.81	5596.00	29.62	S	1.71	361.08	0.14	0.81
49	3		1966.00	89.81	701.00	32.02	S	1.23	79.28	0.35	1.59
50	3		5126.00	67.76	1037.00	13.71	S	1.56	171.40	0.26	0.84
51	3		2375.00	90.27	420.00	15.96	S	1.45	116.34	0.19	1.07
52	3		6762.00	82.11	1848.00	22.44	S	1.35	180.50	0.25	0.87
53	3		1633.00	79.74	534.00	26.07	S	1.52	94.51	0.23	1.04
54	3		1211.00	86.87	192.00	13.77	S	1.36	77.77	0.23	0.92
55	3	Passo Tre Croci	133276.00	58.48	64486.00	28.30	S	1.57	1043.25	0.21	0.75
56	3	Rudavoi	536781.00	76.70	228469.00	32.65	S	1.46	1607.88	0.27	0.85
57	3		106585.00	90.82	17704.00	15.08	S	1.41	581.76	0.35	1.44
58	3		21288.00	84.57	8486.00	33.71	S	1.24	282.12	0.32	1.29
59	3		51193.00	69.40	37224.00	50.46	S	1.35	521.35	0.27	0.99
60	4		7997.00	87.60	1772.00	19.41	S-W	1.61	194.12	0.24	1.57
61	4		48365.00	81.78	18422.00	31.15	S-W	1.29	410.81	0.35	1.12
62	4		44959.00	88.80	12818.00	25.32	S-W	1.65	550.28	0.17	1.07
63	4		44959.00	88.80	12818.00	25.32	S-W	1.78	199.16	0.14	0.93
64	4	Acquabona	157909.00	82.56	65326.00	34.16	S-W	1.59	1027.66	0.18	1.00
65	4		33156.00	81.14	14335.00	35.08	S-W	1.79	570.21	0.13	0.98
66	4		16271.00	72.63	12775.00	57.03	S-W	2.12	528.28	0.08	0.94
67	4		7763.00	85.93	2634.00	29.16	S-W	1.68	253.42	0.14	1.13
68	4		7017.00	60.69	6915.00	59.81	S-W	1.85	334.54	0.10	0.86
69	4		278622.00	90.30	55549.00	18.00	S-W	1.64	1232.93	0.20	1.06
70	4		285902.00	87.89	65509.00	20.14	S-W	1.50	1144.79	0.25	1.14
71	4		42171.00	88.39	11122.00	23.31	S-W	1.57	526.58	0.17	1.24
72	4		137946.00	91.46	24788.00	16.43	S-W	1.56	773.58	0.25	1.29
73	4		24037.00	90.13	5779.00	21.67	S-W	1.76	411.47	0.16	1.42
MAX			640306.00	96.66	228469.00	59.81		2.15	1607.88	0.61	3.09
MIN			1211.00	47.40	192.00	4.53		1.20	77.77	0.08	0.65
MEDIA			61267.74	82.65	18662.58	22.52		1.57	435.93	0.25	1.33
DEV.ST			107996.64	10.92	35241.37	11.21		0.23	322.62	0.12	0.59

Nome bacino	gruppo	toponimo	detrito sciolto (m2)	area(%) det.sciolto	litotipo	Formazione geologica
1	1		24415.20	14.86	bedrock e det. veg.	dolomia
2	1	Rio Ancora	38053.16	16.26	bedrock e det. veg.	dolomia
3	1	Rue d'Ogiva	6951.64	5.23	bedrock e det. veg.	dolomia
4	1		7102.16	13.84	bedrock e det. veg.	dolomia
5	1		1847.69	24.12	bedrock e det. veg.	dolomia
6	1		7034.22	11.33	bedrock e det. veg.	dolomia
7	1		0.00	0.00	bedrock e det. veg.	dolomia
8	1		6274.93	20.07	bedrock e det. veg.	dolomia
9	1		0.00	0.00	bedrock e det. veg.	dolomia
10	1	Ospitale 2	0.00	0.00	bedrock e det. veg.	dolomia
11	1		0.00	0.00	bedrock e det. veg.	dolomia
12	2		0.00	0.00	bedrock e det. veg.	dolomia
13	2	x	69.75	0.76	bedrock e det. veg.	dolomia
14	2		295.01	1.19	bedrock e det. veg.	dolomia
15	2		1037.59	1.14	bedrock	dolomia
16	2		485.16	7.64	bedrock e det. veg.	dolomia
17	2		14878.31	15.40	bedrock	dolomia
18	2	Fiames Ra Pezzories	5308.85	3.73	bedrock	dolomia
19	2		1434.10	9.97	bedrock e det. veg.	dolomia
20	2		0.00	0.00	bedrock e det. veg.	dolomia
21	2		4.93	0.06	bedrock e det. veg.	dolomia
22	2		0.00	0.00	bedrock e det. veg.	dolomia
23	2		5744.14	7.49	bedrock	dolomia
24	2		345.03	8.85	bedrock	dolomia
25	2	FN	14553.10	8.67	bedrock e det. veg.	dolomia
26	2		1644.43	10.31	bedrock	dolomia
27	2		1274.79	8.28	bedrock	dolomia
28	2		202.36	2.06	bedrock	dolomia
29	2		5340.39	7.04	bedrock	dolomia
30	2	Canale 3	12595.59	18.38	bedrock	dolomia
31	2		2676.57	27.30	bedrock	dolomia
32	2	Fiames	52674.66	28.44	bedrock e detrito	dolomia
33	2		1920.72	9.30	bedrock	dolomia
34	2		4441.74	19.43	bedrock	dolomia
35	2		3519.04	11.32	bedrock	dolomia
36	2		17613.63	40.23	bedrock e detrito	dolomia
37	2		744.75	12.69	bedrock	dolomia
38	2		97.26	2.56	bedrock	dolomia
39	3		96778.69	47.33	bedrock e detrito	dolomia
40	3	Rio Gere	157758.63	21.07	bedrock e detrito	dolomia, f. di Travenanzes

41	3		484.92	14.82	bedrock	dolomia
42	3		728.62	32.17	bedrock	dolomia
43	3		646.94	9.90	bedrock e detrito	dolomia
44	3		693.37	9.92	bedrock e detrito	dolomia
45	3		1698.24	20.19	bedrock e detrito	dolomia, f. di Travenanzes
46	3		1801.40	19.95	bedrock e detrito	dolomia
47	3		742.21	14.57	bedrock	dolomia
48	3		3637.00	19.26	bedrock e detrito	dolomia, f. di Travenanzes
49	3		915.68	41.88	bedrock	dolomia
50	3		749.68	9.91	bedrock	dolomia
51	3		356.68	13.57	bedrock	dolomia
52	3		2370.21	28.79	bedrock	dolomia
53	3		660.48	32.32	bedrock	dolomia
54	3		353.28	25.32	bedrock	dolomia
55	3	Passo Tre Croci	31764.57	13.94	bedrock e detrito	dolomia, f. di Travenanzes
56	3	Rudavoi	307769.78	43.97	bedrock e detrito	dolomia, f. di Travenanzes
57	3		12933.73	11.02	bedrock	dolomia
58	3		13426.88	53.40	bedrock e detrito	dolomia
59	3		42808.66	58.04	bedrock e detrito	dolomia
60	4		683.38	7.49	bedrock	dolomia
61	4		484.28	0.82	bedrock	dolomia
62	4		16693.82	32.97	bedrock e detrito	dolomia
63	4		207.78	3.81	bedrock e detrito	dolomia
64	4	Acquabona	22652.39	11.84	bedrock e detrito	dolomia
65	4		11412.07	27.93	bedrock	dolomia
66	4		13435.08	59.97	bedrock	dolomia
67	4		4879.99	54.08	bedrock	dolomia
68	4		3550.50	30.73	bedrock e det. veg.	dolomia
69	4		45696.22	14.81	bedrock e det. veg.	dolomia
70	4		24626.43	7.57	bedrock e det. veg.	dolomia
71	4		4503.15	9.44	bedrock e det. veg.	dolomia
72	4		13974.54	9.26	bedrock	dolomia
73	4		7414.01	27.81	bedrock	dolomia
MAX			307769.78	59.97		
MIN			0.00	0.00		
MEDIA			14929.78	16.55		
DEV.ST			41846.42	15.03		

Parametri morfometrici relativi ai canali di colata.

Nome canale	zona	toponimo	L (m)	l (m)	Zmin (m)	Zmax (m)	Zm (m)	ΔZ (m)	s (°)	T
1	1		1152.64	1048.77	1389.65	1675.00	1533.05	285.35	8.27	9.90
2	1	Rio Ancora	1023.15	892.08	1411.00	1666.72	1531.81	255.72	8.64	14.69
3	1	Rue d'Ogiva	760.85	710.45	1425.46	1645.89	1535.64	220.43	8.79	7.09
4	1		183.05	166.63	1619.83	1691.93	1654.01	72.10	11.74	9.85
5	1		213.09	194.59	1673.06	1790.57	1726.74	117.51	15.10	9.51
6	1		148.99	140.8	1676.43	1752.57	1714.45	76.14	14.03	5.82
7	1		138.53	127.48	1508.86	1564.49	1535.97	55.63	12.17	8.67
8	1		115.90	107.07	1503.24	1545.61	1524.42	42.37	11.23	8.25
9	1		37.20	37.01	1551.07	1569.09	1559.78	18.02	18.80	0.51
10	1	Ospitale 2	35.75	35.36	1567.34	1585.42	1574.71	18.08	17.97	1.10
11	1		38.70	37.12	1558.77	1576.72	1568.10	17.95	16.10	4.26
12	2		42.60	41.77	1451.86	1480.77	1465.61	28.91	19.20	1.99
13	2	x	154.28	151.01	1405.82	1487.78	1444.66	81.96	14.68	2.17
14	2		177.00	168.88	1415.44	1508.08	1463.20	92.64	18.57	4.81
15	2		290.84	272.16	1397.73	1509.62	1449.01	111.89	13.96	6.86
16	2		198.21	188.04	1446.77	1520.83	1488.83	74.06	13.55	5.41
17	2		198.49	185.78	1474.08	1547.99	1509.88	73.90	12.31	6.84
18	2	Fiames Ra Pezzories	481.39	446.4	1385.73	1579.79	1482.11	194.06	13.08	7.84
19	2		137.08	135.28	1516.30	1607.99	1565.87	91.69	23.19	1.33
20	2		140.92	126.25	1491.12	1562.81	1526.13	71.68	17.01	11.62
21	2		87.73	71.42	1491.03	1531.57	1512.91	40.55	17.91	22.84
22	2		60.77	58.21	1493.86	1529.70	1511.44	35.84	19.22	4.40
23	2		481.13	432.14	1377.00	1577.00	1463.73	200.00	13.74	11.34
24	2		195.48	186.63	1567.87	1695.63	1629.24	127.76	20.84	4.74
25	2	FN	346.87	317.87	1431.79	1611.54	1514.07	179.75	16.38	9.12
26	2		383.85	350.14	1384.88	1604.86	1488.78	219.98	19.46	9.63
27	2		112.72	106.68	1495.02	1544.73	1519.31	49.71	14.02	5.66
28	2		23.93	23.43	1580.24	1594.96	1588.31	14.72	25.35	2.13
29	2		179.47	170.86	1484.84	1565.02	1524.80	80.17	15.33	5.04
30	2	Canale 3	536.12	490.03	1426.15	1661.91	1527.64	235.76	14.72	9.41
31	2		123.26	120.6	1648.26	1718.62	1683.94	70.36	21.23	2.21
32	2	Fiames	699.45	684.69	1494.01	1783.61	1630.53	289.60	16.19	2.16
33	2		380.72	358.65	1654.11	1853.77	1751.42	199.66	16.37	6.15
34	2		142.47	137.62	1685.15	1740.10	1713.89	54.95	12.10	3.52
35	2		119.99	109.2	1695.68	1733.88	1713.29	38.21	10.13	9.88
36	2		156.61	149.32	1720.58	1796.21	1758.79	75.63	17.56	4.88
37	2		184.91	175.23	1790.48	1892.77	1841.91	102.29	19.85	5.52
38	2		54.22	51.3	1877.95	1905.80	1893.10	27.85	18.02	5.69
39	3		1460.77	1285.88	1688.00	1980.85	1798.54	292.85	6.81	13.60
40	3	Rio Gere	1779.92	1574.33	1678.00	2027.56	1826.81	349.56	6.53	13.06

41	3		153.23	144.87	2025.75	2098.29	2060.57	72.54	17.10	5.77
42	3		287.73	242.85	2082.00	2325.81	2215.69	243.81	23.71	18.48
43	3		296.48	285.8	1919.70	2102.33	2010.68	182.63	18.46	3.74
44	3		131.22	123	1995.01	2076.15	2028.89	81.14	20.32	6.68
45	3		93.39	89.21	2007.65	2070.00	2039.02	62.35	20.01	4.69
46	3		43.26	42.55	2010.66	2035.30	2023.39	24.64	20.53	1.67
47	3		53.49	52.62	2002.80	2035.30	2017.59	32.49	15.94	1.65
48	3		93.80	90.98	2004.40	2054.29	2029.06	49.89	16.34	3.10
49	3		104.82	103.08	1994.20	2064.22	2035.90	70.02	18.48	1.69
50	3		113.40	109.52	1991.34	2058.08	2022.09	66.74	22.31	3.54
51	3		33.65	32.86	2019.01	2036.46	2027.50	17.45	19.61	2.40
52	3		483.04	437.03	1955.40	2311.26	2137.83	355.86	19.61	10.53
53	3		502.49	435.23	1955.40	2308.81	2137.47	353.41	19.07	15.45
54	3		126.03	118.93	2232.09	2305.45	2265.64	73.36	20.01	5.97
55	3	Passo Tre Croci	257.59	242.56	1901.28	2013.10	1951.76	111.82	13.65	6.20
56	3	Rudavoi	2053.84	1766.59	1532.82	1855.62	1669.62	322.80	4.83	16.26
57	3		399.48	372.94	1930.14	2094.55	2004.85	164.41	11.48	7.12
58	3		207.82	188	1945.22	2040.30	1993.44	95.08	13.30	10.54
59	3		181.55	163.17	1869.33	1909.24	1887.21	39.91	8.70	11.26
60	4		426.08	407.03	1798.07	2069.48	1932.67	271.40	21.44	4.68
61	4		869.20	826.54	1539.78	2062.20	1790.83	522.42	22.34	5.16
62	4		188.80	183.07	1576.43	1691.16	1632.59	114.73	22.33	3.13
63	4		126.46	122.36	1585.02	1663.34	1625.35	78.32	21.20	3.35
64	4	Acquabona	1660.00	1404.41	1138.01	1629.95	1312.30	491.94	9.70	18.20
65	4		269.84	242.92	1507.90	1631.02	1567.99	123.12	15.13	11.08
66	4		128.16	121.37	1518.84	1576.05	1545.44	57.22	16.39	5.59
67	4		196.14	171.4	1502.40	1579.62	1532.32	77.22	13.33	14.43
68	4		986.87	911.26	1262.02	1588.07	1409.64	326.05	11.36	8.30
69	4		809.37	709.74	1313.22	1541.84	1421.41	228.62	10.46	14.04
70	4		855.48	739.3	1223.62	1496.35	1354.24	272.72	10.60	15.71
71	4		384.03	345.04	1363.96	1543.07	1446.76	179.12	16.26	11.30
72	4		927.78	867.61	1166.71	1541.94	1350.78	375.23	14.37	6.94
73	4		632.44	595.62	1294.26	1575.53	1575.53	281.27	13.40	6.18
MAX			2053.84	1766.59	2232.09	2325.81	2265.64	522.42	25.35	22.84
MIN			23.93	23.43	1138.01	1480.77	1312.30	14.72	4.83	0.51
MEDIA			373.37	339.13	1626.01	1769.92	1695.92	143.90	15.78	7.46
DEV.ST			429.10	376.28	250.94	240.91	239.55	118.95	4.51	4.74

ALLEGATO 2

Dati storici.

N°evento	nome bacino	toponimo	data	ora	fonte	vol. (m3)	pluviometro
1	32	Fiames	01/08/1992		GEAM, 1994		faloria
2	32	Fiames	05/09/1997	0:30	noi, Papa, Rel. Gaspari-Comune Cortina	10.000	faloria
2	32						cortina
3	32	Fiames	02/08/1998		Gregoretti e Dalla Fontana, 2008		
4	32	Fiames	05/07/2006	17:30	Gregoretti e Dalla Fontana, 2008		
5	32	Fiames	07/07/1998		Papa (ns. rilievo di campagna di 11/07/1998)	1.500	faloria
6	32	Fiames	18/08/2011	18:30	Gregoretti		
7	56	Rudavoi	28/08/1992		Marchi e Pasuto	5.000	misurina
8	56	Rudavoi	05/09/1997		Marchi e Pasuto	100.000	cortina
9	56	Rudavoi	28/04/1998		Papa	1.750	podestagno
10	56	Rudavoi	11/06/1998		Papa	5.000	podestagno
10	56	Rudavoi					faloria
11	56	Rudavoi	07/07/1998		Papa	9.000	misurina
12	56	Rudavoi	31/07/1998		Papa	52.000	misurina
13	56	Rudavoi	16/08/1998		Papa	11.000	misurina
14	56	Rudavoi	22/08/2009		Gregoretti		
15	40	Rio Gere	31/07/1998		Papa	13.500	misurina
16	40	Rio Gere	21/07/2003		Media	?	misurina
17	40	Rio Gere	18/07/2009	9:00	Gregoretti (Martino)		
18	40	Rio Gere	22/08/2009		Gregoretti		
19	2	Rio Ancona	03/07/1998		Papa	1.750	podestagno
20	3	Rue d'Ogiva	03/07/1998		Papa	1.750	podestagno
21	3	Rue d'Ogiva	05/09/1998		Papa	1.000	acquabona
21	3	Rue d'Ogiva					podestagno
22	10	Ospitale 2	03/07/1998		Papa	1.300	podestagno
23	13	X	05/07/2006	17:30	Il Gazzettino		
24	18	Fiames Ra Pezzories 1580	19/07/2004	18:30	Gregoretti e Dalla Fontana, 2008	rilievo GPS	podestagno
25	18	Fiames Ra Pezzories 1720	05/07/2006	17:30	Il Gazzettino, Gregoretti e Dalla Fontana, 2008	diverse centinaia di m3 sulla strada	
26	18	Fiames Ra Pezzories 1721	04/07/2011		Gregoretti		
27	18	Fiames Ra Pezzories 1722	18/08/2011		Gregoretti		
28	18	Fiames Ra Pezzories 1723	11/11/2011		Gregoretti (chiedere conferma data)		
29	25	FN	19/07/2004	19:40	Media	rilievo GPS	podestagno
30	25	FN	25/07/2006	21:43	Gregoretti		
31	30	Canale 3	04/07/2011		Gregoretti		

32	64	Acquabona	15/08/1986		Siorpaes	notevoli dim., S.S. interrotta	faloria
33	64	Acquabona	19/07/1987		Siorpaes	ostruzione S.S. per 600 m	faloria
34	64	Acquabona	04/09/1987		Gazzettino		
35	64	Acquabona	07/09/1988				
36	64	Acquabona	18/07/1994	21:00	Reg. Veneto (Pia)-P.S.-ANAS		faloria
37	64	Acquabona	14/09/1994	14:00	P.S.		faloria
37	64						faloria
38	64	Acquabona	21/06/1995	18:45	Siorpaes	40000	faloria
39	64	Acquabona	07/07/1995		P.S.		
40	64	Acquabona	14/07/1995	18:50	P.S.		
41	64	Acquabona	12/16/1997	14:19	Matteo+Sandro		
42	64	Acquabona	17/08/1998	20:21	Gregoretti e Dalla Fontana, 2008		
43	64	Acquabona	20/07/1999	17:30	Gregoretti e Dalla Fontana, 2009		
44	64	Acquabona	28/07/1999	15:40	Gregoretti e Dalla Fontana, 2010		
45	64	Acquabona	30/09/2000	17:45	Tecca et al., 2003	10000	acquabona
45	64	Acquabona					faloria
45	64	Acquabona					faloria
45	64	Acquabona					faloria
45	64	Acquabona					faloria
46	64	Acquabona	30/06/2001	20:00	Tecca et al., 2003	30000	acquabona
46	64						faloria
47	64	Acquabona	18/07/2009	6:50	tesi Massignan Unipd		
48	64	Acquabona	04/09/2011		tesi Massignan Unipd		
49	64	Acquabona	12/05/2012		tesi Massignan Unipd		
50	64	Acquabona	31/08/2012		tesi Massignan Unipd		
51	55	Passo Tre Croci	2006		Gregoretti		
52	55	Passo Tre Croci	22/08/2009				
53	55	Passo Tre Croci	30/07/2012		Gregoretti		

n° evento	inizio burst (data e ora)	durata (min)	quantità (mm)	intensità (mm/min)	inizio ultra-burst (data e ora)	durata (min)	quantità (mm)	intensità (mm/min)	inizio pioggia (data e ora)	durata (min)	quantità (mm)	intensità (mm/min)
1	01/08/1992 19.15	20	10.2	0.51	01/08/1992 19.15	20	10.2	0.51				
2	04/09/1997 22.45	95	23.2	0.24								
2	04/09/1997 22.40	60	28.6	0.48	04/09/1997 22.40	50	27.2	0.54				
3												
4												
5	07/07/1998 17.40	45	8.8	0.20					07/07/1998 17.35	115	15	0.13
6												
7	28/08/1992 14.45	35	9.6	0.27	28/08/1992 14.45	30	8.8	0.29				
8	04/09/1997 22.40	60	29	0.48	04/09/1997 22.45	50	27.2	0.54				
9	condizione mai verificata				Condizione mai verificata				27/04/1998 21.00	2880	41.2	
10	10/06/1998 23.00	75	9.4	0.13								
10	11/06/1998 3.55	25	3.8	0.15					10/06/1998 21.40	555	21.6	0.04
11	07/07/1998 17.45	95	11.8	0.12								
12	31/07/1998 18.40	20	17.2	0.86								
13	16/08/1998 23.00	80	40.2	0.50	16/08/1998 23.00	45	34.6	0.77				
14												
15	31/07/1998 18.40	20	17.2	0.86								
16	21/07/2003 15.55	30	11.4	0.38	21/07/2003 15.55	15	9.2	0.61				
17												
18												
19	02/07/1998 21.30	95	26.4	0.28	02/07/1998 21.30	40	18.4	0.46				
20	02/07/1998 21.30	95	26.4	0.28	02/07/1998 21.30	40	18.4	0.46				
21		170	23	0.14	check							
21	05/09/1998 12.15	195	16.4	0.08	solo episodi di 5 min.				05/09/1998 2.25	905	63.6	0.07
22	02/07/1998 21.30	95	26.4	0.28	02/07/1998 21.30	40	18.4	0.46				
23												
24	19/07/2004 17.50	15	11.4	0.76								
25												
26												
27												
28												
29	19/07/2004 17.50	15	11.4	0.76								
30												

31												
32	14/08/1986 4.10	35	5	0.14	14/08/1986 4.15	30	4.4	0.15				
33	19/07/1987 13.50	45	15.6	0.35	19/07/1987 13.50	25	12.4	0.50				
34												
35												
36	18/07/1994 19.35	20	8	0.40	18/07/1994 19.35	20	8	0.40				
37	14/09/1994 11.25	80	24.2	0.30	14/09/1994 12.15	30	16	0.53				
37	14/09/1994 13.50	65	22	0.34	14/09/1994 13.55	35	18	0.51				
38	no rain											
39												
40												
41												
42												
43												
44												
45	30/09/2000 17.20	45	16.2	0.36								
45	30/09/2000 16.25	80	11.6	0.15	30/09/2000 20.20	15	3.4	0.23				
45	30/09/2000 18.50	55	8.8	0.16								
45	30/09/2000 19.55	65	11	0.17								
45	01/10/2000 14.15	80	12.8	0.16	solo episodi di 5 min.							
46	30/06/2001 0.00	120	18.8	0.16								
46	30/06/2001 19.40	35	15.4	0.44	30/06/2001 19.40	15	10.2	0.68				
47												
48												
49												
50												
51												
52												
53												

BIBLIOGRAFIA

- Berti M., Genevois R., Simoni A. & Tecca P.R. 1999. Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology*, Elsevier, Amsterdam 29:265-274.
- Berti M., Simoni A., 2005. Experimental evidences and numerical modelling of debris flow initiated by channel runoff. *Landslides* 2: 171-182.
- Bovis M.J., Jacob M., 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms* 24: 1039 - 1054 .
- Bruschi A., 2008. Colate detritiche, stima del percorso e della pericolosità. Dario Flaccovio Editore, 184 p.
- 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.
- Cavalli M., 2009. Caratterizzazione idrologica e morfologica dei bacini montani mediante scansione laser da aeromobile. Tesi di dottorato di ricerca, Dipartimento del Territorio e dei Sistemi Agro Forestali, Facoltà di Agraria, Università degli studi di Padova, 186p.
- Cavalli M., Grisotto S., 2006. Individuazione con metodi GIS delle aste torrentizie soggette a colate detritiche: applicazione al bacino dell'alto Avisio (Trento). *Nuova Bios, Idronomia montana* 26: 1-11.
- Cavalli M., Marchi L., 2006. Identificazione preliminare delle aree di pericolo legate a fenomeni torrentizi. Incarico di collaborazione tecnica sui processi torrentizi nell'alto bacino dell'Avisio: Servizio Bacini Montani della provincia autonoma di Trento e Consiglio nazionale delle ricerche IRPI Padova, 76 pp.
- Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., Marchi L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small alpine catchments. *Geomorphology* 188: 31-41.
- Cenderelli D.A., Kite J.S., 1998. Geomorphic effects of large debris flows on channel morphology at North Fork Mountain, eastern West Virginia, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 1–19.
- Coe J. A., Kinner D.A., Godt J.W., 2008. Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology* 96: 270 – 297.
- Cohen S., Willgoose G., Hancock G., 2008. A methodology for calculating the spatial distribution of the area-slope equation and the hypsometric integral within a catchment. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Costa J.E., 1984. Physical geomorphology of debris flows. In Costa J.E. and Fleischer P.J. (Editors). *Developments and Applications in Geomorphology*: Springer Verlag, 268-317 p.
- Crosta G.B., Del Negro P., 2003. Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3: 53–69.
- Cruden D.M., Varnes D.J., 1996. Landslide types and processes. In Turner, A.K. and Schuster, R.L. (Editors), *Landslides Investigation and Mitigation: Transportation Research Board, US National Research Council, Special Report 247*, Washington, DC, 36-75 p.
- Dalla Fontana G., Marchi L., 2003. Slope-area relations and sediment dynamics in two alpine streams. *Hydrological Processes*, 17: 73 – 83.
- Davies, T.R., Phillips, C.J., Pearce, A.J., Zhang, X.B., 1992. Debris flow behaviour—an integrated overview. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 209: 217–225.
- 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., 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.

- Ferrato C, 2009. Impiego di DEM a diversa risoluzione per il riconoscimento della dinamica delle colate detritiche: il caso dell'alta valle del torrente Avisio (Trento). Tesi di laurea in tutela e manutenzione del territorio, Dipartimento del Territorio e dei Sistemi Agro Forestali, Facoltà di Agraria, Università degli studi di Padova, 66p.
- Genevois R., Berti M., Ghirotti M., Simoni A., Tecca P.R., 1999. Debris flow monitoring and analysis in the dolomitic region (Upper Boite valley - Italian Alps). CEE-DFR Final Report, Bologna, Vol.2: 58 p.
- Gregoretto C., Dalla Fontana G., 2007. The triggering of debris flow due to channel-bed failure in some alpine headwater basins of the Dolomites: analyses of critical runoff. *Hydrological Processes* 22: 2248-2263.
- He Y.P., Xie H., Cui P., Wei F.Q., Zhong D.L., Gardner J.S., 2003. GIS-based hazard mapping and zonation of debris flows in Xiaojiang Basin, southwestern China.
- Hungr O., Evans S.G., Bovis M.S., Hutchinson J.N., 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, Vol. VII: 221 – 238 pp.
- Innes J.L., 1983. Debris flows. *Progress in Physical Geography* 7, 469–501.
- Iverson R.M., 1997. The physics of debris flow. *Reviews of Geophysics*, Vol. 35: 245 – 296.
- Iverson R.M. et al., 1997. Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 25: 85 – 138.
- Iverson R.M., 2003. The debris flow rheology myth. In: *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, Rickenmann & Chen (eds), Millpress, Rotterdam. 303 – 314 pp.
- Jackson Jr. L.E., Kostaschuk R.A., MacDonald G.M., 1987. Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. *Reviews in Engineering Geology*, VII: 115–124.
- Jakob M., Bovis M.J., 1996. Morphometric and geotechnical controls of debris flow activity, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 104: 13–26.
- Jakob M., Hungr O. (Eds.), 2005. *Debris-Flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin.
- Johnson A.M., Rodine J.R., 1984. Debris flows. In: Brunsten, D., Prior, D.B. (Eds.), *Slope Instability*. John Wiley and Sons, Chichester, UK, pp. 257–361.
- Kean J.W., Staley D.M., Cannon S.H., 2011 - In situ measurements of post-fire debris flows in southern California: Comparisons of the timing and magnitude of 24 debris-flow events with rainfall and soil moisture conditions. *Journal of geophysical research*, Vol. 116.
- Kean J.W., McCoy S. W., Tucker G.E., Staley D.M., Coe J.A., 2013. Runoff-generated debris flows: Observations and modeling of surge initiation, magnitude, and frequency. *Journal of geophysical research: Earth surface*, Vol. 118: 1- 18.
- Lamberti A., Genevois R., Berti M., Orlandini S., Papa M., Simoni A. , Tecca P.R., 1999. Tentative risk map of the area of Cortina d'Ampezzo (Eastern Alps, Italy). CEE-DFR Final Report, Bologna, Vol.2: 14 p.
- Lazzarini E, 2014. Rilievo e interpretazione di alcuni parametri geomorfologici dell'area da colate detritiche del rio Acquabona (Alpi Orientali, Bl, Italia). Tesi di laurea Magistrale in Geologia e Geologia tecnica, Dipartimento di Geoscienze, Università degli studi di Padova, 112p.
- Lin Z., Oguchi T., 2004. Drainage density, slope angle, and relative basin position in Japanese bare lands from high-resolution DEMs. *Geomorphology* 63: 159-173.
- Lorente A., García-Ruiz, J.M., Beguería, S., Arnáez, J., 2002. Factors explaining the spatial distribution of hillslope debris flows: a case study in the flysch sector of the central Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development* 22: 32–39.
- Marchi L., Dalla Fontana G., 2005. GIS morphometric indicators for the analysis of sediment dynamics in mountain basin. *Environmental Geology* 48: 218-228.
- Marchi L., Dalla Fontana G., Cavalli M., Tagliavini F., 2008. Rocky Headwaters in the Dolomites, Italy: Field Observations and Topographic Analysis. *Artic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol.40, n°4:685-694.

- Marchi L., Cavalli M., Trevisani S., 2014. Hypsometric analysis of headwater rock basins in the Dolomites (Eastern Alps) using high-resolution topography. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*.
- Mark D.M., 1975. Geomorphometric parameters: a review and evaluation. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 57: 165-177.
- Melton M.A., 1957. An analysis of the relation among elements of climate, surface properties and geomorphology. Office of Nav Res Dept Geol Columbia Univ, NY. Tech Rep 11.
- Miller J.R., Ritter D.F., Kochel R.C., 1990. Morphometric assessment of lithologic controls on drainage basin evolution in the Crawford Upland, south-central Indiana. *American Journal of Science*, 290: 569-599.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E., 1988. Where do channel begin?. *Nature* Vol. 36, No 6196: 232–234.
- Montgomery D.R., Foufoula-Georgiou E., 1993. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research*, 29: 3925-3934.
- Nemeč W., Steel R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Koster E.H., Steel R.J. (eds). *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memoirs*, 10: 1-31.
- Neri C., Gianella P., Furlanis S., Caputo R., Bosellini A., 2013. Note illustrative della carta geologica d'Italia 1:50000, foglio 29 Cortina d'Ampezzo. Regione del Veneto.
- Panizza M., Pasuto A., Silvano S., Soldati M., 1996. Temporal occurrence and activity of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy). *Geomorphology* 15:311-326.
- Pierson T.C., 1980a. Debris flows: an important process in high country gully erosion. *Tussock Grasslands and Mountain Lands Institute Review* 39: 3–14.
- Pierson T.C., 1980b. Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surface Processes* 5: 227–247.
- Pierson T.C., 1981. Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt. Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. *Sedimentology* 28: 49–60.
- Pike R.J., Wilson S.E., 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area – altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin* 82: 1079-1084.
- Rowbotham D., de Scally F.A., Louis J., 2005. The identification of debris torrent basins using morphometric measures derived within a GIS. *Geografiska Annaler* 87°: 527–537.
- Santos R., Menéndez Duarte R., 2006. Topographic signature of debris flow dominated channels: implication for hazard assessment. In: *Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of dense and debris Flows*, WIT Transactions on Ecology and Environment, 90: 301-310.
- Sorriso-Valvo M., Antronico L., Le Pera E., 1998. Controls on modern fan morphology in Calabria, southern Italy. *Geomorphology* 24: 169–187.
- Strahler A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63: 1117-1142.
- Strahler A.N., 1958. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms. *Geological Society of America Bulletin* 69: 279-299.
- Tancon F., 2014. Rilievo e interpretazione di alcuni parametri geomorfologici dell'area da colate detritiche del rio Acquabona (Alpi Orientali, BI, Italia). Tesi di laurea Magistrale in Geologia e Geologia tecnica, Dipartimento di Geoscienze, Università degli studi di Padova, 123p.
- Tognacca C., Bezzola G.R., 1997. Debris flow initiation by channel-bed failure. Chen C.(ed) *Proceedings First International Conference on Debris Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*: 44-53.
- Tognacca C., Bezzola G.R., Minor, H.E., 2000. Threshold criterion for debris-flow initiation due to channel-bed failure. In: Wiczorek, G.F., Naeser, N.D. (Eds.), *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 89–97.

- Van Dine D.F., 1985. Debris flows and debris torrents in the southern Canadian Cordillera. *Canadian Geotechnical Journal* 22: 44–68.
- Van Dine D.F., Bovis, M., 2002. History and goals of Canadian debris flow research, a review. *Natural Hazards* 26: 69–82.
- Varnes D.J., 1978. Slope movement types and processes. In Schust R .L. and Krizek R.J. (Editors), *Landslides, Analysis and Control, Special Report 176: Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington, DC.* 11-33 p.
- Vianello A., Cavalli M., Tarolli P.,2009. LiDAR-derived slopes for headwater channel network analysis. In *Catena*, 76: 97-106 .
- Wilford D.J., Sakals E.M., 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.
- Willgoose G. and Hancock G., 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 611-623.
- Zimmermann M., Mani P., Gamma, P., Gsteiger P., Heiniger, O., Hunziker, G., 1997. Murgangefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz (Debris flow hazard and climate change – a GIS based approach). *Schlussbericht NFP 31, Zurich.*