

SedInOut

***Sviluppo di una metodologia di gestione del rischio
tramite la valutazione della disponibilità di
sedimento al trasporto in massa in ambiente
montano***

Analisi geomorfologica per il riconoscimento e la determinazione dei volumi mobilizzabili delle colate detritiche (WP 4)

**Marco Cavalli¹, Giorgia Macchi¹, Giovanni Monegato²,
Stefano Crema¹, Lorenzo Marchi¹, Barbara De Fanti³**

¹CNR – IRPI - ²CNR – IGG- ³Regione del Veneto

Contenuti

Premessa	3
1. Riconoscimento e classificazione delle colate detritiche.....	4
1.1 Definizioni e classificazioni	4
1.2 Riconoscimento delle colate detritiche	8
2. Valutazione del materiale mobilizzabile	15
2.1 Mappatura e caratterizzazione delle aree sorgenti di sedimento.....	15
2.2 Linee guida per l'utilizzo della scheda di rilevamento.....	16
2.2.1 Struttura	16
2.2.2 Caratteristiche principali	17
2.2.3 Materiali e tessitura	20
2.2.4 Geometria	22
2.2.5 Convogliamento del sedimento	24
2.2.6 Esempio di compilazione scheda.....	28
2.3 Approccio geomorfologico per la stima del volume mobilizzabile.....	30
2.4 Dati storici sui volumi delle colate detritiche, formule empiriche e relazioni di scala	33
3. Analisi geomorfometrica	38
3.1 Analisi del grado di connessione	38
3.1.1 Indice di connettività del sedimento	38
3.1.1 Utilizzo pratico dell'indicatore	43
3.2 DEM of Difference (DoD).....	44
4. Risultati nelle aree pilota	46
4.1 Bacino del Torrente Liera, Val Gares (BL)	48
4.1.1 Inquadramento	48
4.1.2 Caratteristiche geologiche e geomorfologiche	48
4.1.3 Base dati.....	55
4.1.4 Inventari multi-temporali (2015-2019) delle aree sorgenti di sedimento e rilievi di terreno	59
4.1.5 Carta Geomorfologica	68
4.1.6 Analisi DoD	71
4.1.7 Analisi connettività del sedimento.....	77
4.2 Bacino del del Torrente Ansiei (BL).....	81
4.2.1 Inquadramento	81
4.2.2 Base dati.....	82
4.2.3 Inventari multi-temporali delle aree sorgenti di sedimento e rilievi di terreno.....	85
4.2.4 Determinazione dei volumi di sedimento nei bacini dei torrenti Gravasecca e Giralba.....	87
Riferimenti bibliografici.....	93

Premessa

Il contributo presenta il rapporto delle attività svolte nel WP4 “Rilevamento di dettaglio nelle aree pilota” del Progetto SedInOut illustrando, in particolare, le principali analisi geomorfologiche e geomorfometriche finalizzate al riconoscimento e alla determinazione dei volumi mobilizzabili delle colate detritiche in bacini montani.

La *sezione 1*, dopo aver introdotto la definizione delle colate detritiche e i principali schemi della loro classificazione, descrive gli elementi chiave degli approcci geomorfologici e morfometrici per la distinzione tra colate detritiche e altri processi di trasporto solido.

La *sezione 2* tratta della valutazione del materiale mobilizzabile nei bacini interessati da colate detritiche, che vede come primo passaggio l'individuazione e caratterizzazione delle aree sorgenti di sedimento presenti nell'area di studio (*sottosezione 2.1*). La mappatura delle aree sorgenti di sedimento è validata ed integrata dalla raccolta di dati derivata dai rilievi di terreno, per la quale nel corso del progetto SedInOut, è stata sviluppata una scheda di rilevamento con l'obiettivo di standardizzare questa importante attività di raccolta dati. Nella *sottosezione 2.1* sono riportate le linee guida per l'utilizzo della scheda. La *sottosezione 2.3*, descrive invece un approccio geomorfologico per la stima dei volumi mobilizzabili a partire dalle aree sorgenti mappate, mentre nella successiva *sottosezione 2.4* si evidenzia l'utilità dei dati storici di magnitudo delle colate detritiche, delle formule empiriche e relazioni di scala come elemento di confronto con le stime a base geomorfologica.

La *sezione 3* descrive due tecniche geomorfometriche utili per l'analisi del grado di connessione delle aree sorgenti di sedimento con il corso d'acqua principale (*sottosezione 3.1*) e per la raccolta di informazioni sui volumi erodibili sulla base di analisi di modelli digitali multitemporali che sono in grado di quantificare le variazioni geomorfiche occorse a causa di uno o più eventi di particolare intensità.

Si ritiene che l'attento utilizzo combinato dei metodi descritti in questo contributo possa contribuire a ridurre l'incertezza, spesso piuttosto rilevante, delle stime dei volumi mobilizzabili in bacini interessati da colate detritiche.

Infine, la *sezione 4*, riporta i principali risultati ottenuti nelle aree pilota della Regione del Veneto.

1. Riconoscimento e classificazione delle colate detritiche

1.1 Definizioni e classificazioni

Nello studio della dinamica del sedimento di bacini montani di piccole dimensioni e a forte pendenza, un prerequisito di fondamentale importanza è il corretto riconoscimento dei processi che interessano il corso d'acqua principale in quanto possono avere caratteristiche piuttosto diverse. Una distinzione fondamentale è quella fra piene con trasporto solido (al fondo ed in sospensione) e colate detritiche.

Una colata detritica (*debris flow* in inglese) può essere definita come un movimento di massa rapido che si sviluppa per azione della gravità ed interessa una miscela ad alta concentrazione composta da materiale solido eterogeneo ed acqua. La frazione solida, oltre al sedimento, può comprendere altri materiali: nei bacini boscati è spesso importante la presenza di materiale legnoso anche grossolano.

Le **colate detritiche** si presentano come correnti veloci o molto veloci di detrito saturo che scorre su versanti o in canali ad elevata pendenza.

La distinzione fra le colate detritiche e le piene con trasporto solido si basa essenzialmente sulla diversa concentrazione solida (molto più elevata nel caso delle colate detritiche), dalla quale discendono importanti differenze nel comportamento reologico complessivo. Nelle colate detritiche, acqua e solidi si muovono con la stessa velocità, mentre nelle **piene idriche con trasporto solido**, il sedimento trasportato al fondo ha velocità diversa da quella dell'acqua con sedimento in sospensione in cui è immerso.

Alle diverse caratteristiche reologiche delle piene con trasporto solido e delle colate detritiche fanno riscontro importanti differenze nelle caratteristiche morfologiche e sedimentologiche dei depositi. Da ciò deriva l'importante significato diagnostico dei depositi ai fini del riconoscimento della tipologia dei processi torrentizi: di ciò si tratterà nella sezione 1.2 di questo documento.

Un importante elemento che differenzia le colate detritiche rispetto a molti tipi di frana è rappresentato dal fatto che molte frane conservano, almeno parzialmente, la struttura iniziale del materiale interessato dal movimento. Ciò non avviene per le colate detritiche: la massa fluente subisce forti deformazioni, fino a risultare completamente rimaneggiata.

Questa differenza viene meno se si confrontano colate detritiche e **valanghe di roccia e di detrito** (*rock avalanche* e *debris avalanche*), che si differenziano invece per il diverso ruolo dell'acqua. Mentre la dinamica delle valanghe di roccia e di detrito è controllata dalle interazioni fra particelle solide, nelle colate di detrito intervengono sia le forze che agiscono sulla frazione solida, sia quelle che interessano la componente liquida. Il corretto riconoscimento dei processi è di grande importanza per la determinazione della pericolosità e per la scelta delle più consone misure di mitigazione del rischio.

Nella letteratura scientifica sono proposte diverse classificazioni dei processi torrentizi (e.g: Aulitzky, 1982; Pierson e Costa, 1987; Coussot e Meunier, 1996 e Hungr et al., 2001). Si possono distinguere due approcci alla classificazione: i) schemi di classificazione che mirano alla caratterizzazione dei corsi d'acqua in base alle forme di trasporto del sedimento, ii) classificazioni che spaziano dalle correnti idriche all'ambito dei fenomeni franosi, inquadrando le colate detritiche in questo assai ampio spettro di processi.

Un esempio del primo approccio è la classificazione di Aulitzky (1982) che distingue diverse tipologie di torrenti in base alla risposta attesa in caso di eventi estremi:

- torrenti da colata detritica (*Murstossfähige Wildbäche* - *Debris-flow torrents*);
- torrenti da piena di detriti (*Murfähige Wildbäche* - *Debris-flood torrents*);
- torrenti con trasporto solido (*Geschiefeführende Wildbäche* - *Bedload torrents*);
- torrenti con sole piene idriche (*Nur Hochwasser führende Wildbäche* - *Flood creeks*).

Esemplificativa dell'approccio che inquadra le colate detritiche in uno spettro più ampio che va dalle correnti idriche alle frane è fornito dalla classificazione di Coussot e Meunier (1996) (**Figura 1**), dove oltre alla concentrazione dei solidi viene considerato il ruolo delle caratteristiche granulometriche dei materiali interessati, distinguendo materiali coesivi e granulari.

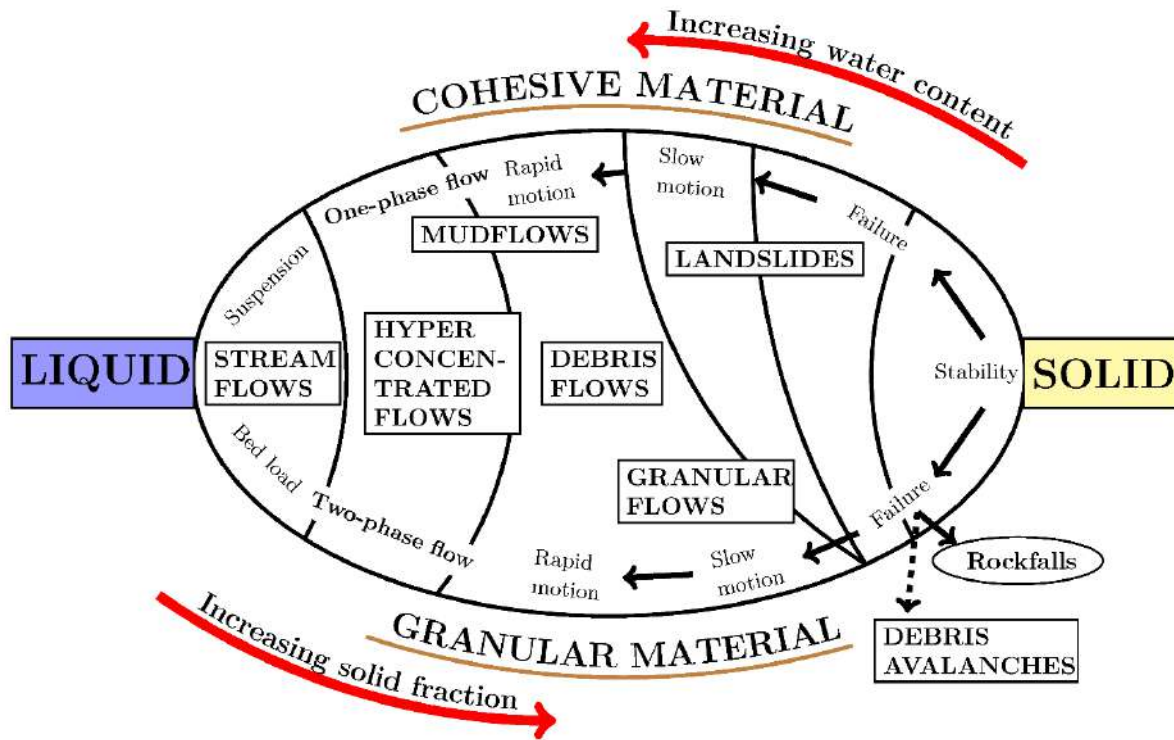


Figura 1. Classificazione dei movimenti in massa su superfici a forte pendenza (modificato da Coussot e Meunier, 1996).

Le classificazioni dei processi torrentizi, comprese le due cui si è accennato sopra (Aulitzky, 1982 e Coussot e Meunier, 1996), individuano dei processi di caratteristiche intermedie fra piene idriche con trasporto solido e colate detritiche. I termini più frequentemente utilizzati per definire questi processi sono quelli di correnti iperconcentrate (*hyperconcentrated flow*) e di piene di detriti (*debris floods*), già emersi nelle righe precedenti. Una disamina approfondita di questi processi è al di fuori dall'obiettivo del presente lavoro; qui giova richiamare che i termini "corrente iperconcentrata" e "piena di detriti" non sono sinonimi. Secondo un recente lavoro di Church e Jakob (2020), cui si rimanda per eventuali approfondimenti, il termine corrente iperconcentrata (*hyperconcentrated flow*) deve applicarsi essenzialmente a flussi caratterizzati da una concentrazione molto elevata di materiale fine, quali si hanno principalmente nei processi torrentizi in ambienti aridi o quando il trasporto interessa materiali di origine vulcanica, mentre le piene di detriti (*debris flood*) presentano un forte trasporto solido al fondo che coinvolge granulometrie eterogenee, non escluse quelle di maggiori dimensioni, ed avvengono principalmente in corsi d'acqua montani a forte pendenza. In relazione a quanto sopra esposto, i processi di transizione fra piene idriche e colate detritiche che più frequentemente si osservano nei corsi d'acqua alpini devono essere classificati come piene di detrito (Brenna et al., 2020). Peraltro, le fasi di esaurimento delle colate detritiche, specie se il materiale coinvolto presenta una rilevante incidenza delle frazioni limose e argillose, presentano spesso le caratteristiche proprie delle correnti iperconcentrate (Marchi et al., 2002). Un più completo ed esauriente inquadramento dei processi intermedi fra piene idriche con trasporto solido e colate detritiche richiede sicuramente ulteriori approfondimenti, anche rispetto a quanto proposto recentemente nella letteratura scientifica.

1.2 Riconoscimento dei processi torrentizi

È possibile distinguere tre approcci principali per il riconoscimento dei processi torrentizi: i) storico-documentario; ii) geomorfologico-sedimentologico; iii) morfometrico.

La documentazione storica fornisce utili indicazioni oltre che per il riconoscimento della tipologia dei processi torrentizi anche per determinare la frequenza dei processi di maggiore intensità e, in alcuni casi, la magnitudo degli eventi. Ovviamente, specialmente per gli aspetti più “quantitativi”, grande attenzione va posta sulla qualità e attendibilità delle informazioni riportate.

Le caratteristiche morfologiche e sedimentologiche dei depositi osservabili lungo gli alvei e sui conoidi alluvionali possono fornire importanti elementi, spesso utilizzabili anche a notevole distanza di tempo dagli eventi, per il riconoscimento della tipologia dei processi. Numerosi sono gli studi che trattano di questa tematica: si possono ricordare, oltre al già citato lavoro di Aulitzky (1982), i classici contributi di Johnson e Rodine (1984) e di Costa (1984). In generale, nelle aree urbanizzate, per le quali sono spesso disponibili informazioni storiche d'archivio, scarseggiano le evidenze morfologiche e sedimentologiche utilizzabili per il riconoscimento tipologico dei processi torrentizi. Il contrario avviene nelle zone in condizioni relativamente più naturali. Si ricordano brevemente le principali evidenze di terreno indicative del verificarsi di colate detritiche: depositi di forma lobata caratterizzati da una brusca terminazione frontale (**Figura 2**); depositi in forma di argini laterali lungo i canali di deflusso (**Figura 3**); sezioni che evidenziano depositi scarsamente classati e con presenza di massi e ciottoli immersi in una matrice fine (**Figura 4**).



Figura 2. Deposito lobato di colata detritica (Schadebach, Bolzano).



Figura 3. Depositi di colata detritica: argini laterali (Rio Gadria, Bolzano).



Figura 4. Sezione di depositi di colata detritica (Torrente Miozza, Udine).

Non di rado si presentano situazioni in cui, pur non essendo riconoscibili depositi ascrivibili ad un particolare evento di colata detritica, si osservano elementi morfologici, quali presenza di grossi massi sparsi, solcature e gibbosità sulla superficie dei conoidi alluvionali o depositi in forma di cordoni allungati (**Figura 5**), che indicano che questi fenomeni si sono verificati in passato.



Figura 5. Vecchio canale con depositi di colata detritica (argini laterali) all'interno di un popolamento forestale (Acquabona, Belluno).

I torrenti ed i conoidi alluvionali non interessati da colate detritiche, ma solo da piene con trasporto solido, si caratterizzano per l'assenza di depositi tipici delle colate detritiche, e per la presenza di depositi dalla superficie relativamente regolare, poveri di matrice fine e nei quali è talvolta riconoscibile l'alternanza di strati di diverse caratteristiche tessiturali. Un altro carattere distintivo è dato dal fatto che la separazione fra i depositi di colata detritica e le superfici non interessate dai processi di deposizione tende ad essere netta e ben definita (**Figura 2**), mentre nel caso dei depositi associati a piene idriche si osserva una maggiore gradualità nel passaggio fra la zona interessata dai depositi e le aree esterne agli stessi (**Figura 6**). Nelle parti esterne dei depositi dovuti a piene idriche si osserva frequentemente la presenza di solo materiale fine, indicativa di una segregazione legata alle caratteristiche granulometriche dei sedimenti. Ciò non si riscontra nei depositi delle colate detritiche, salvo il caso in cui siano intervenuti processi di rimaneggiamento dei depositi da parte di correnti a minor concentrazione solida. I canali modellati unicamente da piene idriche con trasporto solido presentano, inoltre, un rapporto fra profondità e larghezza inferiore a quello dei canali interessati da colate detritiche.



Figura 6. Depositi di piena con trasporto solido (Torrente Pettorina, Belluno, piena del 29 ottobre 2018).

L'analisi morfometrica può contribuire al riconoscimento della tipologia dei processi torrentizi per mezzo di semplici indici di acclività dei bacini idrografici e dei conoidi alluvionali. Uno dei primi contributi in questo ambito deriva da uno studio condotto da Jackson et al. (1987) in un settore delle Montagne Rocciose Canadesi. Questi autori, sulla base di evidenze morfologiche e sedimentologiche, hanno suddiviso un campione di conoidi alluvionali in due classi: "*fluvial*" e "*debris flow*", ovvero, rispettivamente, conoidi da trasporto solido e da colata detritica. Alla classificazione dei processi torrentizi dominanti si è accompagnata la caratterizzazione morfometrica dei bacini idrografici e dei conoidi, con la determinazione della pendenza media del conoide S e dell'indice di Melton del bacino. L'indice di Melton (R , m/m) è dato da:

$$Mel = \frac{(H_{max} - H_{min})/1000}{\sqrt{A}} \quad (1)$$

dove, H_{max} è l'altitudine massima nel bacino (m), H_{min} è l'altitudine minima nel bacino e corrispondente alla quota dell'apice del conoide (m), A è l'area del bacino (km²).

I conoidi alluvionali appartenenti alle due classi ricadono in aree distinte in uno scatterogramma che pone in relazione le due variabili: i bacini da colata detritica presentano solitamente superficie minore e/o rilievo più accentuato di quelli da trasporto solido, ciò che si riflette in valori più elevati dell'indice di Melton, e edificano conoidi più pendenti.

Più recentemente, Bertrand et al. (2013) hanno raccolto dati pubblicati in articoli scientifici e rapporti tecnici su 620 bacini e conoidi montani in diversi contesti geografici (Alpi, Appennini, Pirenei, Montagne Rocciose, Alpi Neozelandesi). Gli autori hanno effettuato dettagliate analisi statistiche riguardanti l'indice di Melton, la pendenza del conoide e la tipologia di processo distinguendo in conoidi da colata (*debris flow*) e conoidi da trasporto al fondo (*fluvial*). È opportuno evidenziare che nelle analisi statistiche i bacini da *debris flood* (piene di detrito) sono stati assimilati a quelli da trasporto al fondo. Il risultato principale dello studio di Bertrand et al. (2013) è l'elaborazione di modelli statistici che dovrebbero potersi applicare efficacemente a diverse aree geografiche, seppure con i limiti intrinseci in un approccio semplificato quale quello morfometrico. In particolare, è possibile utilizzare, in prima istanza, la relazione derivata dal modello statistico LDA (*Linear Discriminant Analysis*) per la determinazione della soglia discriminante tra i due processi, così definita:

$$S = e^{0.23} \cdot R^{-0.85} \quad (2)$$

dove:

S = pendenza del conoide (°)

R = indice di Melton (si veda equazione (1))

La **Figura 7** mostra la linea critica di separazione tra bacini e relativo conoide soggetti a colata detritica (in grassetto, sopra la linea) e quelli soggetti a trasporto di fondo (incluse piene di detrito, sotto la linea) secondo l'equazione sopra riportata.

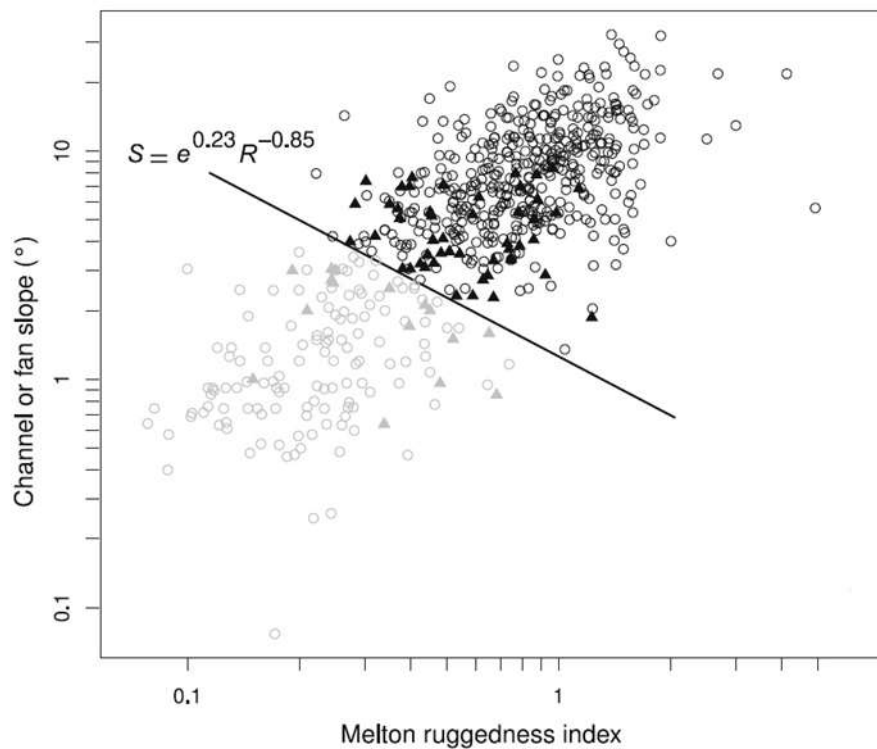


Figura 7. Relazione fra pendenza del conoide e numero di Melton, con indicazione della linea che separa conoidi da colata detritica da conoidi edificati da trasporto solido fluviale (da Bertrand et al., 2013).

Una corretta integrazione delle varie metodologie utilizzabili per il riconoscimento tipologico dei processi torrentizi sopra descritte (i.e., analisi di dati storici d'archivio, osservazioni geomorfologiche e sedimentologiche di terreno, applicazione di indicatori morfometrici) appare raccomandabile per pervenire ad una valutazione comprensiva ed affidabile, che consenta di superare i limiti intrinseci ai singoli metodi.

2. Valutazione del materiale mobilizzabile

2.1 Mappatura e caratterizzazione delle aree sorgenti di sedimento

La valutazione dei volumi solidi mobilizzabili in un bacino da colata detritica richiede un approccio di tipo geomorfologico basato su analisi fotointerpretative di foto aeree, ortofoto e prodotti derivati da modelli digitali del terreno ad alta risoluzione (e.g., mappe ombreggiate del rilievo, pendenza, scabrezza superficiale) e indagini di terreno che mirano all'identificazione e classificazione delle sorgenti di sedimento, alla loro mappatura e alla quantificazione del loro possibile contributo alle colate detritiche. La valutazione dei potenziali apporti di detrito riguarda gli alvei torrentizi, le sponde instabili o in erosione, nonché le frane direttamente connesse alla rete idrografica. La preparazione di mappe inventario di aree sorgenti di sedimento è importante per documentare l'entità dei fenomeni di instabilità in una regione o bacino idrografico, per studiare la distribuzione, le tipologie, l'andamento, la ricorrenza e le statistiche dei fenomeni di instabilità dei versanti, per determinare la suscettibilità, il pericolo, la vulnerabilità e il rischio associato ai processi di instabilità (Guzzetti et al., 2012). La mappatura e classificazione delle aree sorgenti di sedimento è un prerequisito fondamentale per la valutazione dei volumi potenzialmente mobilizzabili in un dato bacino idrografico. Tali inventari possono essere predisposti utilizzando diverse tecniche la cui scelta dipende dallo scopo dell'inventario, l'estensione dell'area di studio, la scala della topografia di base, scala, risoluzione e caratteristiche delle immagini disponibili e, elemento non meno importante, dall'esperienza dell'operatore (van Westen et al., 2006; Guzzetti et al., 2012). La modalità tradizionale e più diffusa di mappatura delle instabilità si basa sull'interpretazione di foto aeree, ortofoto e prodotti derivati da DTM, operazione effettuata tipicamente in ambiente GIS. A tal riguardo, si rimanda ai lavori di Brardinoni et al. (2003); Brardinoni et al. (2009) e Guzzetti et al. (2012) che forniscono utili indicazioni sulla produzione di accurati inventari di frane e sull'analisi dei relativi attributi. Come accennato in precedenza, i risultati dell'analisi fotointerpretativa vanno integrati con rilievi di terreno mirati anche alla validazione degli inventari prodotti in GIS. Nell'ambito del progetto SedInOut, con la finalità di definire una metodologia di acquisizione dati standardizzata sulle aree sorgenti di sedimento, i partner scientifici hanno sviluppato una scheda per il rilievo di campagna.

Tale scheda (allegata in formato excel al presente testo), che in parte trae spunto da una scheda sviluppata nell'ambito del progetto europeo SedAlp (Brardinoni e Cavalli, 2012), è descritta nella successiva sezione che presenta le linee guida per la sua compilazione.

2.2 Linee guida per l'utilizzo della scheda di rilevamento

La presente Linea Guida ha lo scopo di definire le modalità di redazione della scheda di rilevamento delle aree sorgenti di sedimento e relativo trasporto in ambienti montani.

La scheda nasce dalla necessità di accompagnare il professionista nel rilevamento di terreno, aiutandolo ad uniformare e categorizzare le informazioni descrittive necessarie per una corretta catalogazione dei dati.

2.2.1 Struttura

La **scheda di rilevamento**, in allegato, è suddivisa in quattro sezioni: (i) caratteristiche principali; (ii) materiale e tessitura; (iii) geometria e (iv) convogliamento sedimento, descritte nel dettaglio nelle sezioni successive.

Per **area sorgente di sedimento** si intende una zona caratterizzata dalla presenza di sedimento e nella quale i processi erosivi e/o di instabilità si manifestano con elevata intensità. Un'area sorgente di sedimento è tale quando è in erosione (= distacco, trasporto e deposizione del suolo o di sedimento a causa del vento, dell'impatto della pioggia o di deflusso idrico) e ha un potenziale volume di sedimento trasportabile. È di fondamentale importanza caratterizzarle nell'ambito dei processi torrentizi e di instabilità di versante al fine di una corretta gestione dei bacini idrografici.

Il dettaglio della classificazione delle aree sorgenti di sedimento dipende dalle finalità dello studio. Si consiglia di fare una raccolta circostanziata e specifica delle aree di studio nelle schede di campagna, in quanto semplificazione ed accorpamenti sono possibili nelle successive fasi di analisi.

2.2.2 Caratteristiche principali

Tipologia

Le diverse tipologie di movimento sono state così riassunte: **scivolamento, flusso, valanga, crollo ed erosione del suolo.**

Le due tipologie principali di frane per scivolamento sono quelle rotazionali e quelli traslazionali. A titolo di esempio, di seguito si riporta uno schema di accorpamento dei principali movimenti di massa (**Figura 8** - US Geological Survey, 2004).

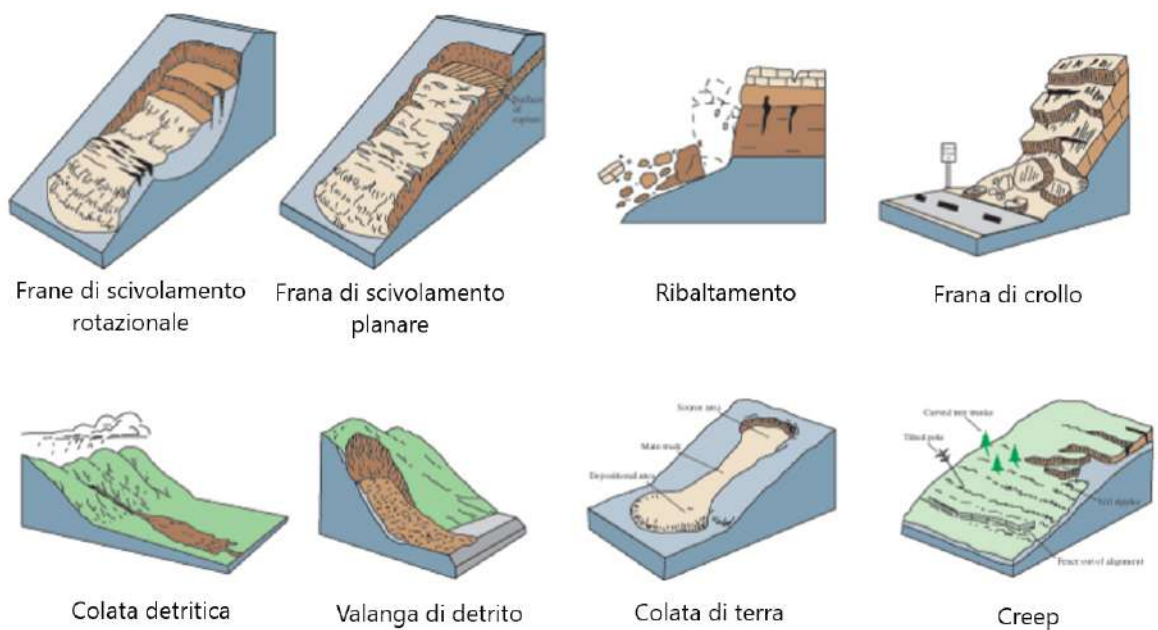


Figura 8. Accorpamento delle diverse tipologie di movimenti di massa (modificata da US Geological Survey, 2004).

Copertura del suolo

In questa sezione si indica la tipologia di copertura del suolo che è stata suddivisa in: **E: Copertura erbacea, C: Cespugli, A: Alberi, SN: Suolo nudo.**

La vegetazione gioca un ruolo fondamentale nello studio della pericolosità dei fenomeni naturali in quanto l'apparato radicale genera un effetto stabilizzante nei confronti dei fenomeni franosi ed erosivi superficiali.

Localizzazione dell'area sorgente

In funzione di dove è situata l'area sorgente di sedimento si distinguono le seguenti categorie:

OS: Open Slope, S: Scarpata, TC: Testata di canale, SC: Sponde di canale, C: Canale, ES: Erosione di sponda, RG: Fronte di Rock glacier e DM: Dorsale morenica.

Sorgenti/ruscellamento

Indicare se sono presenti sorgenti o ruscellamento all'interno dell'area sorgente di sedimento (sì/no).

Profondità regolite

La **regolite** ha origine dalla degradazione del bedrock a causa dell'attività erosiva degli agenti esogeni e dell'attività organica (**Figura 9**).

Indicare la profondità della regolite. Può essere assente o si può estendere fino a una decina di metri.

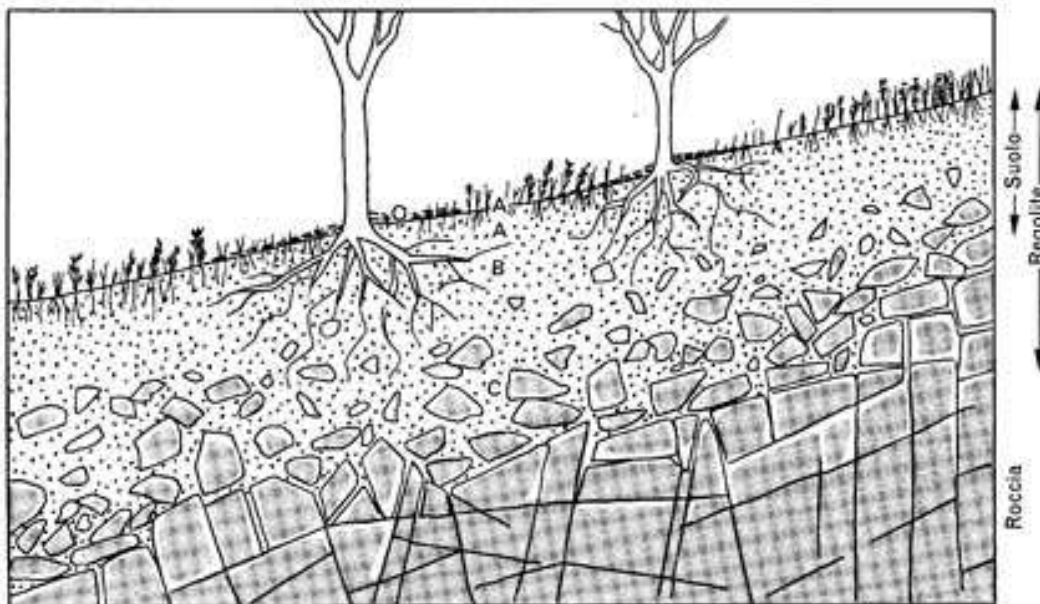


Figura 9. Schema semplificato per l'identificazione della regolite (Castiglioni, 1996).

Bedrock

Indicare se il bedrock è affiorante e, nel caso, indicare se è **M**: Massivo, **MET**: Metamorfico, **S**: Stratificato, **C**: Cataclastico (**Figura 10**).

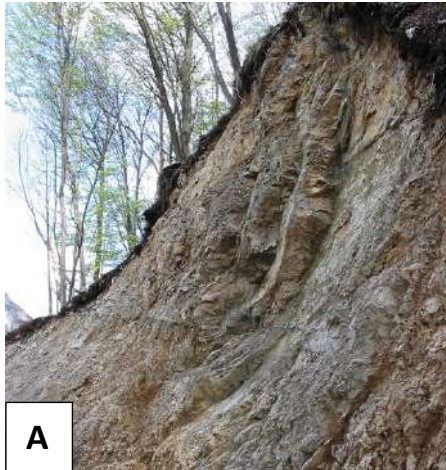


Figura 10. A) Ammasso roccioso dolomitico intensamente fratturato e cataclasato (Prealpi Giulie); B) ammasso roccioso ben stratificato (Prealpi Giulie); C) ammasso roccioso massivo. (Pale di San Martino, Dolomiti occidentali).

2.2.3 Materiali e tessitura

Tipo

Indicare il materiale che costituisce l'area sorgente di sedimento tra le seguenti: **A: Argilla, S: Silt, SA: Sabbia, G: Ghiaia, C: Ciottoli (64-128 mm), B: Blocchi (128-258 mm), D: Diamicton (Figura 11).**

Il **diamicton** è una tipologia di sedimento di origine terrigena mal selezionato contenente particelle di dimensione variabile, da argilla a boulder, immerse in una matrice. Questo termine è esclusivamente tessiturale e non ha alcuna attribuzione genetica.

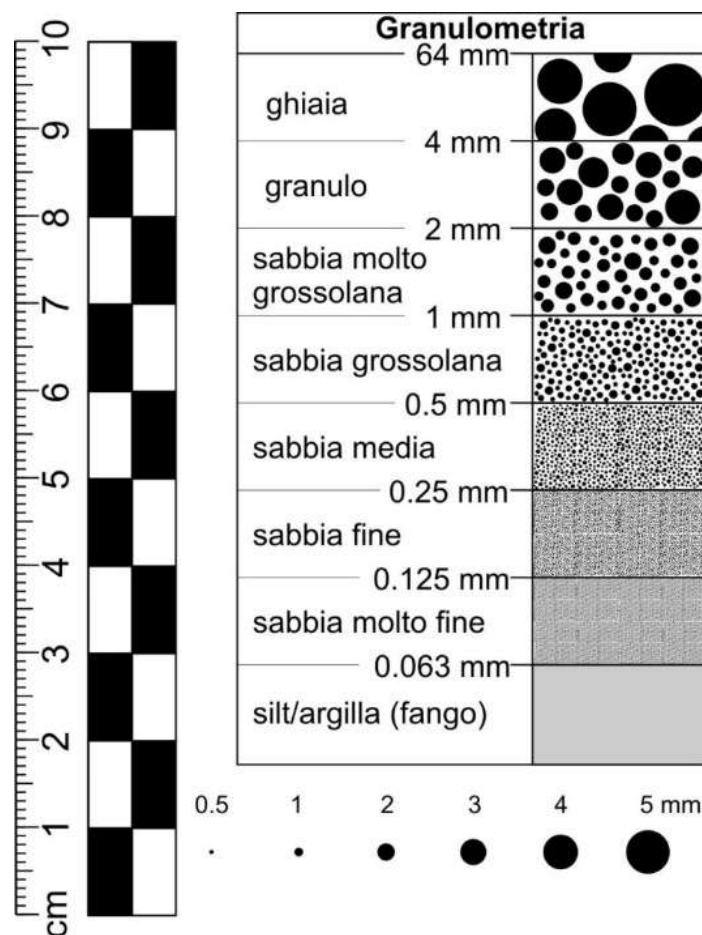


Figura 11. Diagramma per la stima visiva della granulometria, centrato sulle classi della sabbia (Grafica: Samuele Papeschi).

Tessitura

Indicare la tessitura dell'area sorgente di sedimento tra: **SM: Supporto di matrice, SC: Supporto clastico, DS: deposito sciolto, PS: Parzialmente sciolto (Figura 12).**

I depositi sono a **supporto di matrice** quando i clasti non sono a contatto tra di loro e sono immersi all'interno di una miscela composta da materiale fine (limo, argilla e materiale organico). Sono a **supporto clastico** quando i clasti sono contatto e sono stabili.

Se vi è una parziale stabilità dei clasti sono **depositi parzialmente sciolti** e **sciolti** quando vi è assenza di matrice e non c'è stabilità.

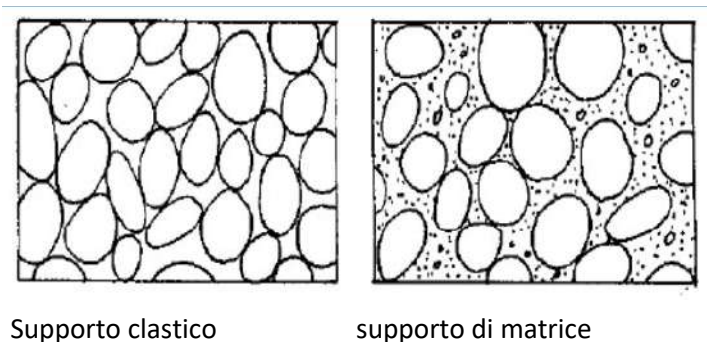


Figura 12. Rappresentazione grafica dei diversi tipi di supporto.

Genesi

Indicare l'origine del deposito tra: **T: Till, C: Colluvium, D: Deposito colata detritica, Ta: Talus.**

Con il termine **till** si identifica un deposito glacigenico, generalmente a supporto di matrice, mal selezionato (diamicton) e con clasti da subarrotondati a subangolosi. Talvolta i clasti possono rappresentare striature. Il deposito può essere sovracosolidato (till di fondo).

Colluvium rappresenta un deposito trasportato prevalentemente dall'azione della gravità e dal dilavamento superficiale, contenente generalmente silt, sabbia con cobble e boulder generalmente angolosi o sub-angolosi.

I **depositi da colata detritica** sono caratterizzati da una grande quantità di sedimenti caotici e grossolani riconoscibili in fronti e lingue dalla morfologia convessa. È un processo che coinvolge sedimento e acqua guidato prevalentemente dalla quantità e dalla disponibilità di sedimento sciolto e dalla gravità.

I **talus** sono depositi gravitativi composti prevalentemente da materiale sabbioso-ghiaioso che si rinvencono ai piedi di pareti rocciose verticali/sub-verticali.

2.2.4 Geometria

Al fine di caratterizzare al meglio le aree sorgenti di sedimento è buona norma definire le caratteristiche geometriche della forma (**Figura 13**). Nella scheda di rilevamento sono indicate delle misure che si possono ottenere sul campo con un distanziometro e/o successivamente in ufficio tramite l'utilizzo di software GIS.

Le informazioni richieste sono: 1) **altezza scarpata in testata**, 2) **altezza media delle scarpate laterali**, 3) **lunghezza**, 4) **larghezza media**, 5) **sezione trasversale**, 6) **profilo longitudinale**, 7) **Pendenza zona innesco**, 8) **Pendenza zona di trasporto**, 9) **Pendenza zona di deposizione**.

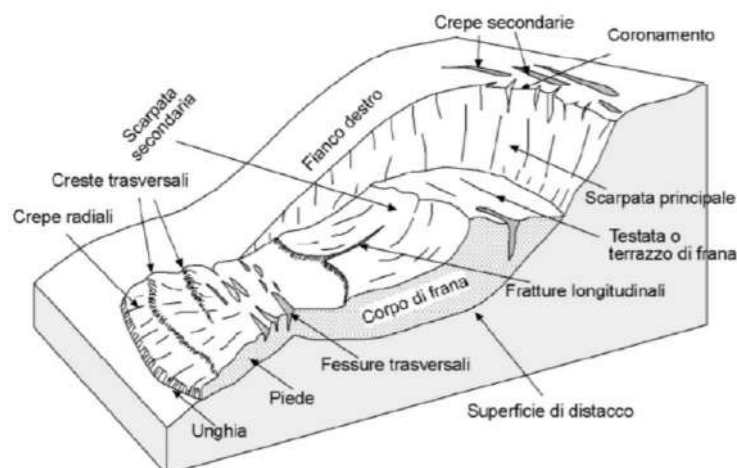
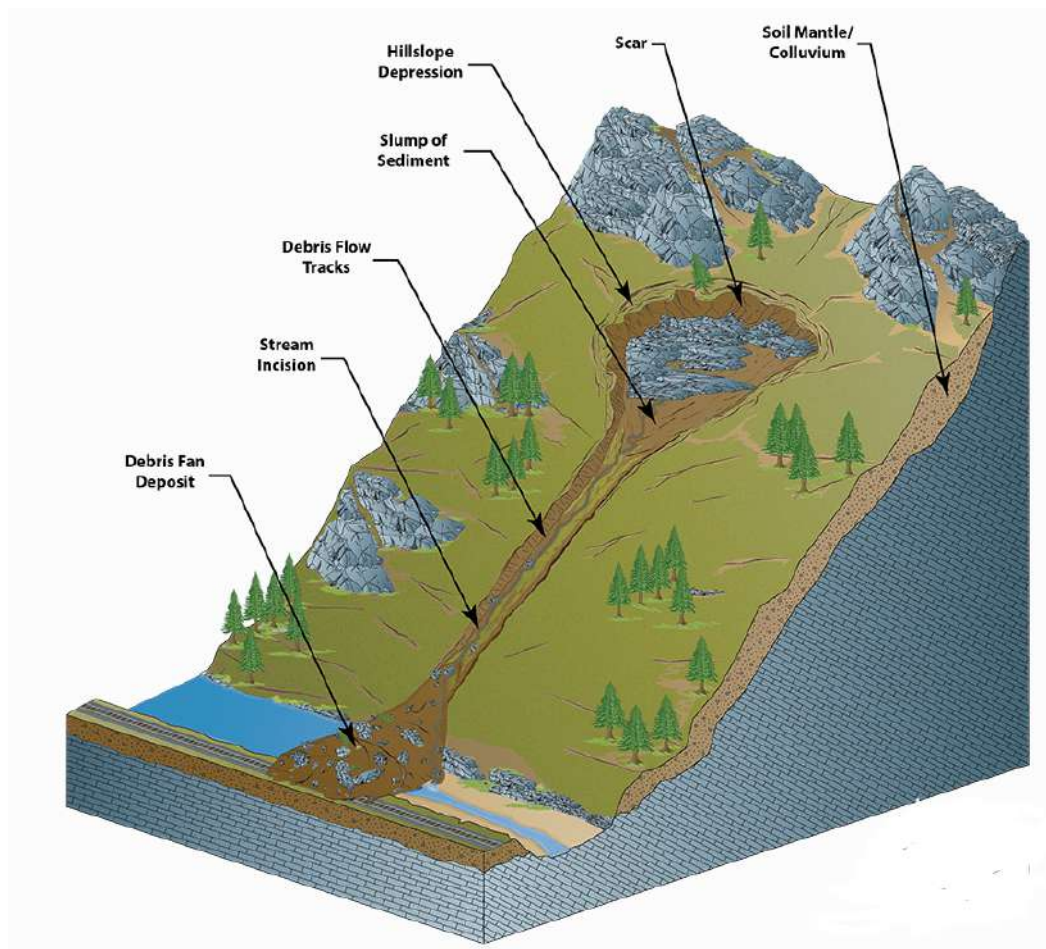


Figura 13. Sopra, identificazione delle zone principali di una colata detritica (www.wsgs.wyi.gov/docs/wsgs-web-landslides.pdf); sotto, nomenclatura delle forme principali di una frana (Varnes, 1978).

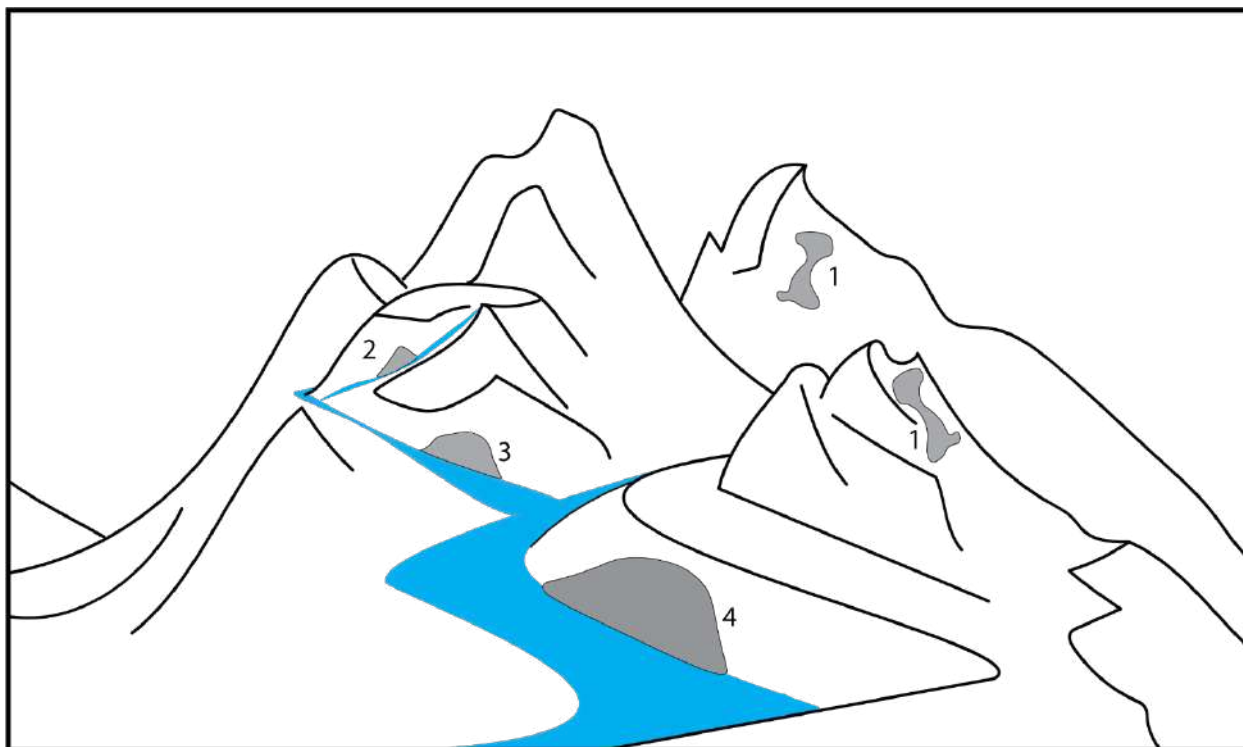
2.2.5 Convogliamento del sedimento

Potenziale

Il potenziale di convogliamento del sedimento (*sediment delivery potential* in inglese) fa riferimento alla capacità di una determinata area sorgente di convogliare il sedimento verso valle. Dato che la quantità del sedimento trasportabile è sito specifica (dipende da regime pluviometrico, tipologia del substrato roccioso, profondità del suolo...) e che non tutto il sedimento che si genera raggiungerà il fondovalle, è necessario riconoscere le aree in erosione con un elevato potenziale di trasferimento.

Esistono quattro principali casi di convogliamento: 1- il sedimento che si genera non è in grado di mobilizzarsi e quindi rimane stoccato nell'area sorgente di sedimento studiata; 2- l'area sorgente di sedimento è legata ad un canale secondario immissario di un canale tributario (difficilmente o con tempistiche molto lunghe questo sedimento raggiungerà il fondovalle, 3- l'area sorgente di sedimento è collegata ad un canale tributario e quindi ha un potenziale medio-alto (il sedimento immagazzinato potrà raggiungere il fondovalle) e 4- il sedimento è direttamente connesso con il fondovalle (potenziale alto) (**Figura 14**).

Sulla scheda si dovrà indicare il potenziale di convogliamento del sedimento secondo le seguenti quattro classi: **1: Basso (in situ), 2: Medio-basso (canale in roccia - colluviale), 3: Medio-alto (canale tributario - semialluvionale), 4: Alto (canale principale - alluvionale)** (**Figura 15**).



*Figura 14. Schema esemplificativo per riconoscere il diverso potenziale di connessione del sedimento.
1: potenziale basso – in situ, 2: potenziale medio-basso (canale in roccia – colluviale), 3: potenziale medio-alto (canale tributario – semialluvionale), 4: potenziale alto (canale principale – alluvionale).*

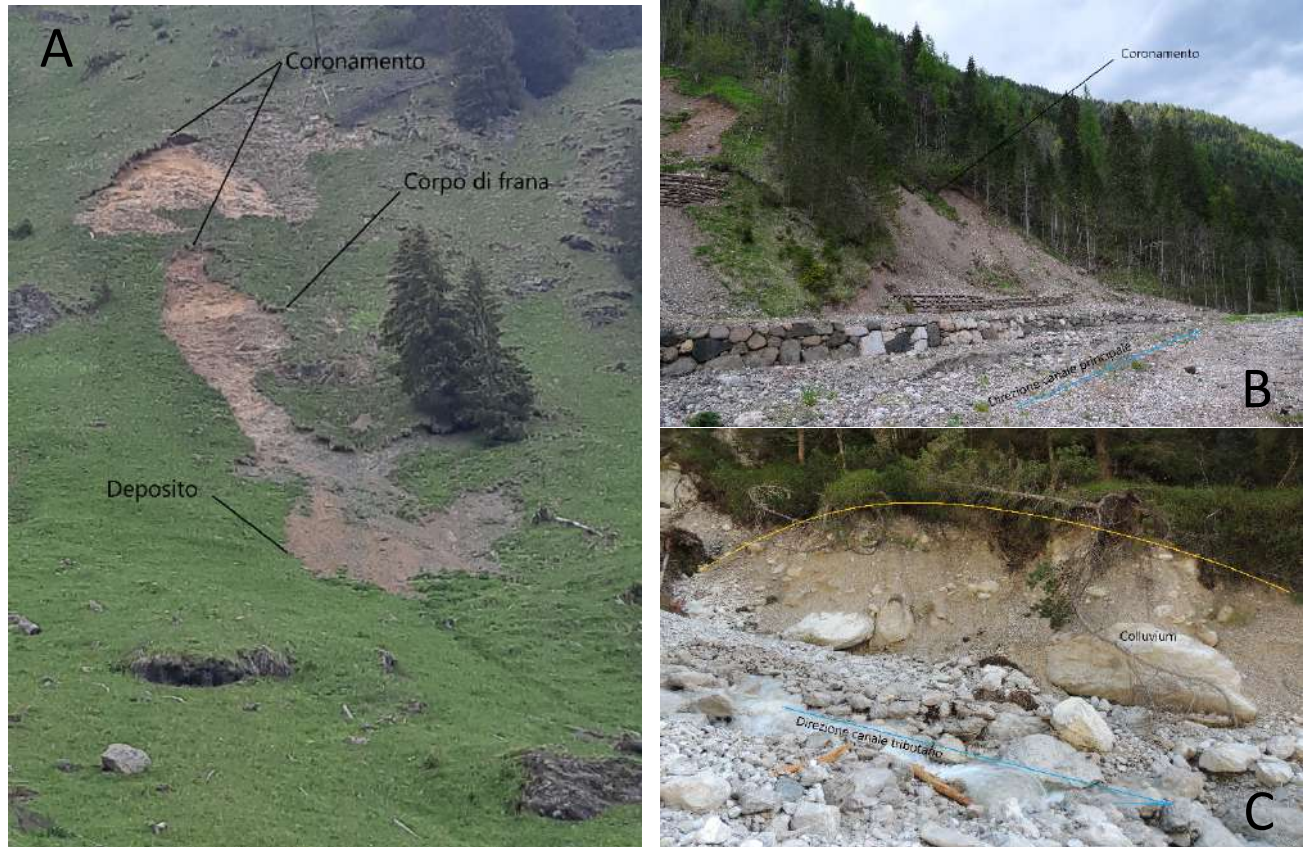


Figura 15. Esempi di alto e basso potenziale di convogliamento di forme e aree sorgenti di sedimento. A) Corpo di frana a basso potenziale di convogliamento rispetto al sistema valle, come si può osservare il deposito è in situ (potenziale basso – in situ); B) frana superficiale con elevato potenziale in quanto direttamente connessa al canale principale, in questo caso si possono osservare anche delle sistemazioni di versante che fungono da ostacoli al potenziale fluire di sedimento (potenziale alto/canale principale – alluviale); C) Area sorgente di sedimento con elevato potenziale di convogliamento rispetto ad un canale tributario (potenziale medio-alto/canale tributario semi-alluvionale). (Bacino del torrente Liera, Belluno).

Ostacoli

Indicare i possibili ostacoli al flusso del sedimento tra **(Figura 16): 1: Valle sospesa, 2: Morene, 3: Ghiacciaio, 4: Rock glacier, 5: Deposito, 6: Conoide, 7: Terrazzo fluviale, 8: Piana Alluvionale, 9: Lago (Figura 16), 10: Dighe/briglie, 11: Opere di contenimento, 12: Strade/infrastrutture.**



Figura 16. Esempio di disconnessione di sedimento causato da un laghetto in una valle sospesa in ambiente dolomitico. (Parte superiore del bacino del torrente Giralba, Dolomiti cadorine).

2.2.6 Esempio di compilazione scheda

Esempio: Frana superficiale lungo le sponde di un torrente secondario con bedrock affiorante.



Nome bacino: **Rio Buscagna** ID bacino: **Rbu** Data: **02/07/2022**

ID	Codice identificativo	Caratteristiche principali						Materiale e tessitura			Geometria									Convogliamento sedimenti	
		Tipologia (1)	Copertura suolo (2)	Localizzazione dell'area sorgente (3)	Sorgenti/trascellamento (4)	Profondità regolite [m]	Bedrock (5)	Tipo (6)	Tessitura (7)	Genesi (8)	Altezza scarpata in testata (m)	Altezza media scarpate laterali (m)	Lunghezza (m)	Larghezza media (m)	Sezione trasversale (9)	Profilo longitudinale (10)	Pendenza zona innesco (°)	Pendenza zona di trasporto (°)	Pendenza zona di deposizione (°)	Potenziale (11)	Ostacoli (12)
1	Rbu_01	1	SN	SC	N	0.5	C	D	DS	C	0.5	0.2	5	2	CC	L	50	45	35	3	-
2																					
3																					
4																					
5																					
6																					
7																					
8																					
9																					
10																					
11																					
12																					
13																					
14																					
15																					
16																					
17																					
18																					
19																					
20																					

1: Scivolamento
2: Flusso
3: Valanga
4: Crollo
5: Erosione

2: E: Copertura erbacea
C: Cespugli
A: Alberi
SN: Suolo nudo

3: OS: Open Slope
S: Scarpata
TC: Testata di canale
SC: Sponde di canale
C: Canale
ES: Erosione di sponda
RG: Fronte di Rock glacier
DM: Dorsale morenica

4: S: Sì
N: No

5: N: No
M: Massivo
S: Stratificato
C: Cataclastico

6: A: Argilla
S: Silt
SA: Sabbia
G: Ghiaia
C: Ciottoli
B: Blocchi
D: Diamicton

7: SM: Supporto di matrice
SC: Supporto elastico
DS: deposito sciolto
PS: Parzialmente sciolto

8: T: Till
C: Colluvium
D: Deposito colata detritica
Ta: Talus

9: L: Lineare
CC: Concavo
CV: Convesso
CM: Complesso

10: L: Lineare
CC: Concavo
CV: Convesso
CM: Complesso

11: 1: Basso (in situ)
2: Medio-basso (canale in roccia - colluviale)
3: Medio-alto (canale tributario - semialluvionale)
4: Alto (canale principale - alluvionale)

12: 1: Valle sospesa
2: Morene
3: Ghiacciaio
4: Rock glacier
5: Deposito
6: Conoide
7: Terrazzo fluviale
8: Piana Alluvionale
9: Lago
10: Dighe/briglie
11: Opere di contenimento
12: Strade/infrastrutture

Note

Rbu_01: il materiale rilasciato dall'area sorgente raggiunge facilmente il corso d'acqua

2.3 Approccio geomorfologico per la stima del volume mobilizzabile

Si presenta di seguito il metodo proposto da Hungr et al. (1984) per i torrenti della British Columbia (Canada), che presenta il vantaggio di prevedere una certa standardizzazione delle procedure per la determinazione, su base geomorfologica, del volume di sedimento mobilizzabile in bacini interessati da colate detritiche. La rete idrografica e le sorgenti di detrito localizzate del bacino studiato vengono suddivise in tratti omogenei per quanto riguarda le caratteristiche di erodibilità, ai quali vengono attribuiti dei valori del tasso di erosione unitario (apporto detritico del canale - *channel debris yield rate*) e_i , che indica il volume erodibile per unità di lunghezza del collettore. I valori di e vengono quindi moltiplicati per le lunghezze L dei vari tratti. Il volume complessivo mobilizzabile è quindi dato dalla somma dei contributi dei vari tratti considerati:

$$V = \sum_1^n L_i \cdot e_i \quad (3)$$

dove n indica il numero di tratti considerati ed L_i la loro lunghezza (m).

La **Tabella 1** riporta i valori indicativi del tasso di erosione unitario suggeriti da Hungr et al. (1984) per vari assetti morfologici.

Classe	Pendenza alveo (°)	Materiale alveo	Sponde	Condizioni di stabilità	Apporto detritico unitario (m^3m^{-1})
A	20-35	Roccia	Non erodibili	Stabile (virtuale assenza di detrito)	0-5
B	10-20	Sottile strato di detrito o suolo sciolto su roccia	Non erodibili (roccia)	Stabile	5-10
C	10-20	Copertura detritica o morena	Altezza inferiore a 5 m	Stabile	10-15
D	10-20	Copertura detritica o morena	Detrito, altezza oltre 5 m	Angolo di riposo del materiale	15-30
E	10-20	Copertura detritica o morena	Detrito, altezza oltre 20 m	Sponde potenzialmente instabili (area in frana)	Fino a 200 (sorgente di detrito localizzata)

Tabella 1. Valori indicativi dell'apporto detritico per unità di lunghezza del canale (da Hungr et al. 1984).

Per la suddivisione dei tratti omogenei previsti dal metodo di Hungr et al. (1984), la base dati di partenza delle aree sorgenti di sedimento può essere fornita dall'inventario delle aree sorgenti di sedimento prodotto nell'area di studio. Benché proposti per la British Columbia, questi valori possono costituire un utile riferimento, almeno in prima approssimazione, anche per bacini torrentizi di altre regioni a clima umido delle medie latitudini, quali le Alpi europee, come è emerso anche da uno studio condotto da Brochot et al. (2002). Più problematica appare un'eventuale estrapolazione a regioni caratterizzate da condizioni morfoclimatiche diverse. L'approccio geomorfologico qui descritto ipotizza che, in occasione del verificarsi di una colata detritica, tutte le potenziali aree sorgenti di sedimento contribuiscano alla formazione della colata e che non si abbia rideposizione del materiale mobilizzato. Particolari evidenze geomorfologiche rilevate sul campo, come la presenza di aree di disconnessione (si veda capitolo 3.1) o di tratti d'alveo a bassa pendenza favorevoli alla deposizione del sedimento, possono portare a valutazioni diverse da quelle, di carattere cautelativo, risultanti dall'applicazione integrale di questa ipotesi. L'equazione 3 è stata proposta per bacini di superficie approssimativamente compresa fra 1 e 3 km²; per bacini di maggiore estensione viene consigliato l'uso di espressioni simili ma che considerano la larghezza dell'alveo, misurata direttamente o espressa tramite il valore dell'area contribuyente.

Data la difficoltà di individuare un unico valore di riferimento per la valutazione dei volumi mobilizzabili l'applicazione del metodo di Hungr et al. (1984) può essere effettuata considerando due diversi scenari di intensità, corrispondenti ai valori minimi (*Scenario 1 – volume erodibile*) e massimi (*Scenario 2 – volume mobilizzabile in occasione di eventi catastrofici*) dell'apporto detritico unitario. Date le ipotesi del metodo (attivazione simultanea di tutte le aree sorgenti di sedimento e assenza di rideposizione del materiale eroso), anche lo Scenario 1 delinea condizioni di rilevante severità. E' necessario ricordare che la determinazione del volume del detrito mobilizzabile è necessaria ma non sufficiente a determinare il volume di una colata detritica. Un aspetto fondamentale è il grado di connessione delle sorgenti di sedimento con la rete idrografica, che sarà trattato nella sezione 3.1 di questo documento. Nel caso dell'approccio geomorfologico proposto da Hungr e colleghi (1984), peraltro, il fatto che le sorgenti di sedimento da considerare corrispondano al canale e alle sponde esclude a priori le sorgenti di sedimento scarsamente connesse alla rete idrografica. L'analisi della connettività resta comunque rilevante per individuare eventuali situazioni in cui il materiale solido, già preso in carico dalla colata detritica, può depositarsi all'interno del bacino diminuendo il volume della colata detritica o determinandone la trasformazione in un processo di trasporto torrentizio a minor concentrazione solida (*debris flood* di tipo 2 *sensu* Church and Jakob, 2020). Un secondo aspetto da tener presente nel passaggio dalla quantificazione su base geomorfologica del detrito mobilizzabile alla determinazione del volume di una colata detritica è la valutazione della capacità di trasporto, intesa in senso lato, ovvero come disponibilità di deflusso, nel bacino in oggetto e nelle condizioni climatiche date, in grado di erodere e trasportare il detrito disponibile. Può avvenire, infatti, che bacini con ampia alimentazione solida – e con sorgenti di sedimento ubicate lungo la rete idrografica o ad essa direttamente connesse – siano interessati da colate detritiche di volume contenuto a causa dei modesti apporti meteorici a scala di evento cui conseguono ridotti volumi di deflusso. L'analisi idrologica deve integrare la valutazione geomorfologica dei volumi di detrito erodibili.

2.4 Dati storici sui volumi delle colate detritiche, formule empiriche e relazioni di scala

Se per un bacino sono disponibili dati sui volumi di colate detritiche avvenute in passato, tali dati possono costituire un utile elemento di confronto con le stime a base geomorfologica di cui alla sezione precedente. È necessario, peraltro, che tali confronti vengano condotti con attenzione critica, sia relativamente all'attendibilità delle fonti documentarie da cui provengono i dati sugli eventi storici, sia sulle condizioni, in particolare climatiche e di uso del suolo, in cui tali eventi si sono verificati.

Nel caso, in realtà assai raro, che i volumi delle colate detritiche raccolti in uno stesso bacino costituiscano una serie storica di sufficiente lunghezza e continuità, l'elaborazione probabilistica della serie stessa può fornire valide indicazioni sulla relazione fra frequenza e volume delle colate detritiche nel bacino in questione (Brochot et al., 2002; Marchi e D'Agostino, 2004). Nel condurre queste elaborazioni è necessario prestare particolare attenzione a variazioni nelle condizioni del bacino (ad esempio, il verificarsi di frane o l'attivazione o l'esaurimento di altre sorgenti di sedimento) che possono aver influenzato la stazionarietà delle serie storiche dei volumi delle colate detritiche.

Nella letteratura tecnico-scientifica sono disponibili numerose formule che calcolano i volumi delle colate detritiche a partire da variabili che intendono esprimere in modo sintetico l'effetto delle caratteristiche del bacino sui volumi delle colate detritiche (Marchi e Cavalli, 2005). Queste formule, che possono essere di tipo puramente empirico o, preferibilmente, derivare da ottimizzazioni su base statistica, sono tuttora abbastanza frequentemente utilizzate per finalità predittive grazie alla loro facilità e rapidità di applicazione. Tuttavia, come evidenziato da Brochot (2002) e Marchi e Cavalli (2005), esse presentano tre importanti limitazioni:

- I parametri utilizzati spesso non riescono a rendere pienamente ragione della complessità dei processi coinvolti nella formazione delle colate detritiche.
- I dati impiegati per lo sviluppo delle espressioni, derivanti solitamente da informazioni d'archivio, sono necessariamente approssimati. Inoltre, l'eterogeneità delle fonti dei dati fa sì che nello stesso campione siano presenti dati di diversa accuratezza, e spesso non è agevole valutare l'entità degli errori che interessano i dati raccolti nei vari bacini.

- Gli eventi storici utilizzati per lo sviluppo delle formule sono, in genere, di forte intensità, ma spesso mancano informazioni sulla loro frequenza.

La natura empirica o statistica delle formule di cui stiamo trattando fa sì che il loro impiego debba essere limitato alle regioni in cui esse sono state sviluppate. Un'eventuale applicazione in altre aree geografiche, se non è supportata dal confronto con dati rilevati localmente, può portare a risultati gravati da errori di entità non valutabile, ma potenzialmente assai rilevante. È stato inoltre osservato (Meunier et al., 2000; Brochot et al., 2002) che i metodi empirici e di regressione possono dar luogo a risultati molto diversi in uno stesso bacino a seconda di quale formula venga utilizzata.

In relazione a quanto sopra, l'utilizzo di formule empiriche o a base statistica per il calcolo dei volumi delle colate detritiche appare consigliabile solo nella regione in cui tali formule sono state sviluppate e solo per un confronto con le stime geomorfologiche di terreno.

Dati sui volumi delle colate detritiche raccolti a scala regionale possono essere utilizzati per l'individuazione di relazioni di scala in relazione all'area del bacino idrografico. Diversamente dalle formule empiriche o correlative, tali relazioni di scala non sono sviluppate con finalità predittive. E' del resto facile presumere come la sola area del bacino non possa fungere da predittore dei volumi delle colate detritiche. Ciò risulta evidente dall'ampia variabilità dei volumi delle colate detritiche nella **Figura 17** relativa ad un campione di 808 colate detritiche documentate da informazioni storiche d'archivio, da rilievi post-evento e dal monitoraggio in bacini sperimentali nelle Alpi Orientali Italiane (Marchi et al., 2019). La **Figura 17** presenta anche - per diversi percentili - le linee di regressione che esprimono le relazioni di scala fra volumi delle colate detritiche e area del bacino; la **Tabella 2** riporta le corrispondenti equazioni. Nel contesto del presente lavoro, tali relazioni possono essere utili per un confronto fra le stime dei volumi mobilizzabili condotte su base geomorfologica ed i volumi delle colate storicamente osservati nelle Alpi Orientali Italiane.

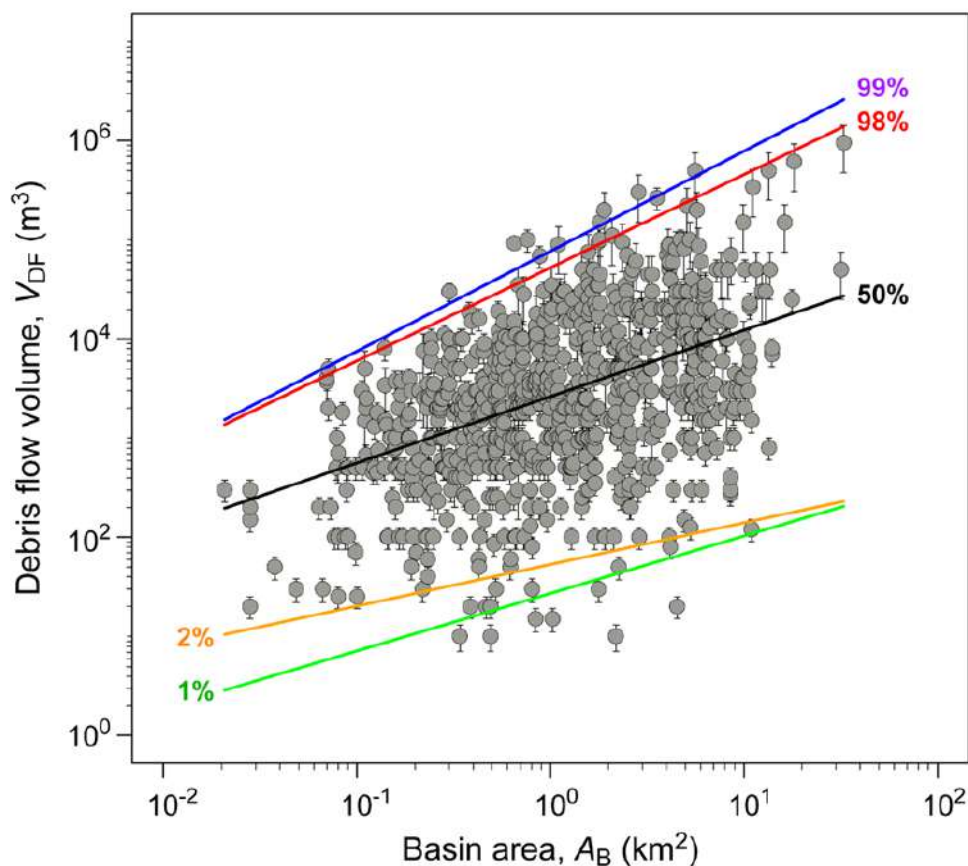


Figura 17. Relazione fra area del bacino idrografico e volumi delle colate detritiche. Le regressioni quantili sono state sviluppate assumendo una relazione di potenza (da Marchi et al., 2019).

Percentile (%)	Equazione
1	$V_{DF} = (27 \pm 2) \cdot A_B^{(0.58 \pm 0.07)}$
2	$V_{DF} = (53 \pm 4) \cdot A_B^{(0.42 \pm 0.05)}$
50	$V_{DF} = (2620 \pm 60) \cdot A_B^{(0.67 \pm 0.02)}$
98	$V_{DF} = (52000 \pm 4000) \cdot A_B^{(0.94 \pm 0.04)}$
99	$V_{DF} = (77000 \pm 7000) \cdot A_B^{(1.01 \pm 0.06)}$

Tabella 2. Relazioni fra volume delle colate detritiche VDF (m³) ed area del bacino idrografico AB (km²).

L'esempio presentato nella **Figura 18** può essere d'aiuto nel comprendere il significato di un tale confronto. Immaginiamo di aver effettuato la stima dei volumi di sedimento mobilizzabili in forma di colata detritica in un bacino di 1.5 km² in cui sono presenti estese ed attive aree sorgenti di sedimento ben connesse alla rete idrografica e caratterizzate da elevati spessori erodibili. Nell'ipotesi di uno scenario di evento di forte intensità, è legittimo attendersi che la stima su base geomorfologica porti ad individuare un volume prossimo al 98° o al 99° percentile (punto F in **Figura 18**). Un eventuale volume notevolmente più elevato (punto O in **Figura 18** - si noti la scala logaritmica) non è necessariamente da scartare, ma dovrebbe essere supportato da particolari condizioni che possono determinare colate detritiche di eccezionale entità (ad esempio la mobilitazione di grandi frane o l'innescò legato allo svuotamento di invasi temporanei). Si deve anche ricordare, come espresso nella precedente sezione 2.3, che un'ampia disponibilità di sedimento può non accompagnarsi ad un'elevata capacità di trasporto da parte dei deflussi liquidi responsabili della formazione della colata detritica. La determinazione dei volumi di deflusso a scala di evento può pertanto portare a determinare un volume della colata detritica inferiore rispetto al volume mobilizzabile stimato su base geomorfologica, pervenendo a un valore maggiormente coerente con quelli delle colate detritiche storicamente osservate a scala regionale. Per contro, una stima geomorfologica che pervenga ad un volume modesto, indicativamente prossimo o di poco superiore a quello risultante dall'equazione corrispondente al 50° percentile (Punto U in **Figura 18**), appare non coerente con le caratteristiche delle aree sorgenti di sedimento enunciate sopra e richiede un riesame della quantificazione dei volumi.

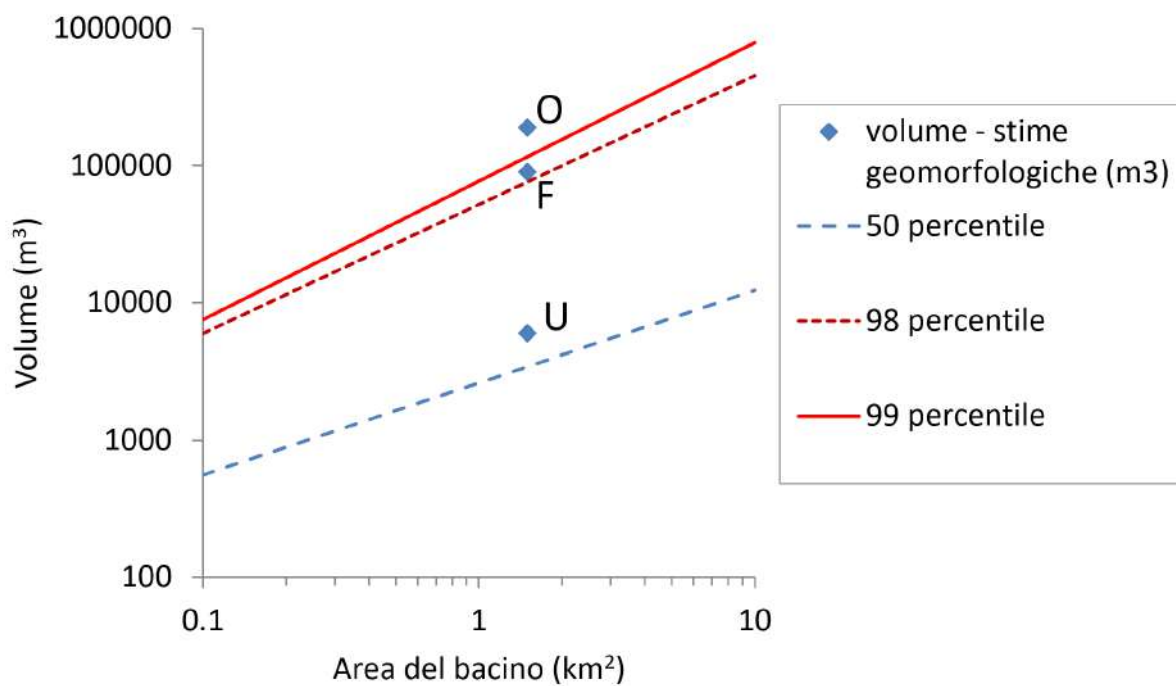


Figura 18. Confronto fra stime dei volumi mobilizzabili su base geomorfologica e relazioni di scala area bacino - volumi colate detritiche a scala regionale (Alpi Orientali Italiane).

3. Analisi geomorfometrica

3.1 Analisi del grado di connessione

Un prerequisito del metodo sopra esposto è la delimitazione delle aree sorgenti di sedimento ed alla valutazione del grado di connessione alla rete idrografica. Per quest'ultima finalità, l'indice di connettività del sedimento, di recente sviluppo, si è rivelato come un prezioso ausilio alla caratterizzazione di pattern e dinamica del sedimento stesso.

3.1.1 Indice di connettività del sedimento

La connettività del sedimento, definita come il grado di connessione dei flussi di sedimento all'interno di un territorio, ed in particolare tra le sorgenti di sedimento e le aree a valle, è un parametro chiave nello studio dei processi di trasferimento del sedimento nei bacini idrografici. La caratterizzazione spaziale dei *pattern* di connettività in un bacino consente di stimare il contributo di una determinata parte dello stesso come sorgente di sedimento e di definirne i potenziali percorsi di trasferimento verso valle. In particolare, la determinazione della connettività risulta importante nei bacini in cui la variabilità dei processi di trasporto è determinata dalla morfologia e dall'eterogeneità di tipologia, estensione e posizione delle aree sorgenti di sedimento (Cavalli et al., 2013).

L'indicatore geomorfometrico proposto per caratterizzare la potenziale dinamica del sedimento è quello sviluppato da Cavalli et al. (2013), che hanno affinato un modello di connettività originariamente definito da Borselli et al. (2008). L'indice intende rappresentare la potenziale connettività del sedimento tra le diverse parti di un bacino e mira a valutare la potenziale connessione tra i versanti e le diverse aree del bacino che agiscono come aree di trattenuta del sedimento (*sink*) o risultano di particolare interesse a fini gestionali (e.g. corsi d'acqua principali, rete viaria).

L'indice consente di determinare la connettività del sedimento utilizzando principalmente l'informazione topografica fornita dal DEM e non considera l'eventuale disponibilità di sedimento ad essere mobilizzato all'interno del bacino.

L'indice di connettività (IC) è definito come:

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right) \quad (5)$$

dove D_{up} e D_{dn} rappresentano rispettivamente la componente *upslope* e quella *downslope* dell'indice (**Figura 19**). I valori di connettività variano nell'intervallo $[-\infty, +\infty]$, con la connettività che aumenta al crescere di IC .

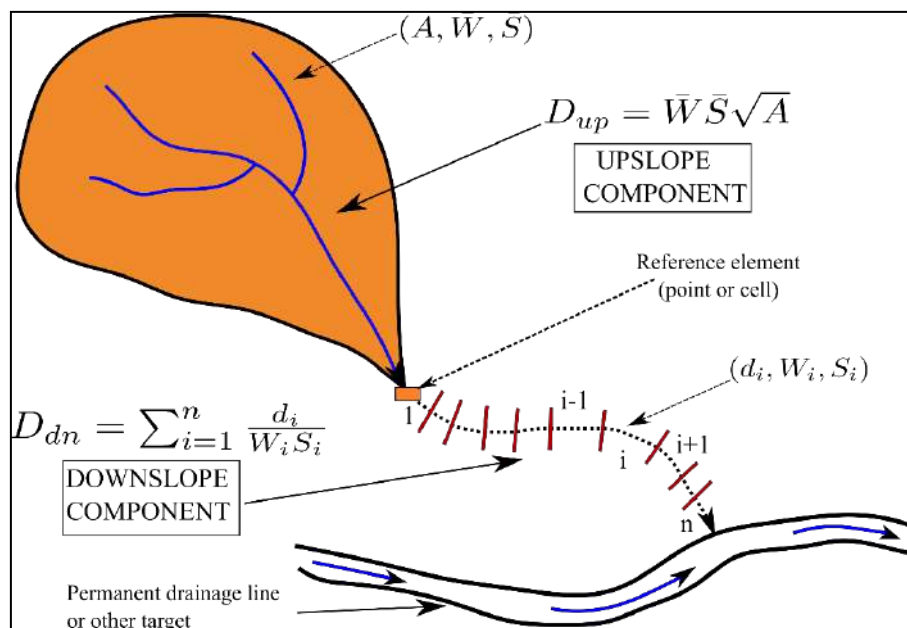


Figura 19. Le componenti *upslope* e *downslope* dell'indice di connettività (modificato da Borselli et al., 2008).

La componente D_{up} definisce il potenziale per il trasporto del sedimento verso valle prodotto a monte e viene stimata come:

$$D_{up} = \bar{W} \bar{S} \sqrt{A} \quad (6)$$

in cui $\bar{W}$ e $\bar{S}$ rappresentano le medie del fattore peso, che verrà descritto più avanti nel testo, e della pendenza (m/m) dell'area drenata a monte mentre A è l'area contribuyente (m²).

La componente D_{dn} considera invece la lunghezza del percorso necessario al sedimento per raggiungere il più vicino *target* o *sink* (e.g. corso d'acqua permanente, strada, lago) ed è espressa come:

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i} \quad (7)$$

Nel calcolo di S sono stati posti un limite inferiore di 0.005 m/m, per evitare divisioni per 0 nell'eq. (7), e un limite superiore pari a 1 m/m, per limitare l'effetto nel calcolo di IC di elevati valori di pendenza, situazione abbastanza comune nel caso di DTM ad alta risoluzione di bacini montani. L'area drenata è calcolata utilizzando l'algoritmo D-infinito (D_{∞} - Tarboton, 1997). Il fattore peso W , presente in entrambe le componenti dell' IC , rappresenta l'impedenza al deflusso ed al trasporto del sedimento dovute alle condizioni locali di uso del suolo ed alle caratteristiche morfologiche della superficie del suolo stesso. Il fattore peso W controlla dunque l'efficienza del convogliamento del sedimento alla sezione di chiusura del bacino o ai diversi target di riferimento. Nel caso di applicazione in diversi contesti dell'ambito regionale caratterizzati da una spiccata eterogeneità di uso del suolo e non disponendo in tutto il territorio di un DEM ad alta risoluzione si suggerisce di utilizzare il coefficiente di scabrezza idraulica di Manning (n) per la determinazione di W come surrogato dell'impedenza al deflusso. Tale approccio è da preferire all'impiego di un indice basato sulla misura della scabrezza topografica come proposto nel lavoro di Cavalli et al. (2013) per aree di studio di grandi dimensioni caratterizzate da un'ampia varietà di uso del suolo.

Si ritiene infatti che solamente nei bacini di alta montagna (non dominati da vegetazione e uso del suolo eterogenei) la scabrezza topografica possa assumere un ruolo preponderante nel condizionare la dinamica del sedimento rispetto a uso del suolo, vegetazione e proprietà del suolo. Il fattore W basato sul coefficiente di Manning (n) può essere facilmente calcolato con la seguente espressione:

$$W = 1 - n \quad (8)$$

I valori di n possono essere assegnati a ciascuna categoria di uso del suolo utilizzando una delle numerose tabelle presenti in letteratura (**Tabella 3**).

Categoria di uso del suolo	n Manning	W
Torbiere	0.25	0.75
Arbusteti e saliceti, riparie	0.3	0.7
Boschi di conifere, latifoglie, mugheti	0.4	0.6
Colture e sistemi particellari complessi	0.2	0.8
Impianti di depurazione	0.02	0.98
Pascoli, prati stabili	0.25	0.75
Piste da scii o impianti da fune	0.15	0.85
Prati e aree verdi	0.1	0.9
Rete stradale	0.01	0.99
Rocce nude, vegetazione rada, superfici d"acqua	0.05	0.95
Servizi adibiti agli impianti tecnologici	0.02	0.98
Spiagge, dune, sabbie	0.15	0.85
Aree urbane, industriali, estrattive	0.02	0.98

Tabella 3. Esempio di valori del coefficiente di scabrezza n di Manning e relativo fattore peso (W) per le diverse categorie di uso del suolo utilizzati per il calcolo dell'Indice di Connettività.

3.1.2 Utilizzo pratico dell'indicatore

Per determinare il grado di connessione di queste al reticolo principale è possibile effettuare un'analisi della connettività del sedimento utilizzando l'applicativo per il calcolo dell'indice di connettività SedInConnect che è liberamente disponibile al link Github https://github.com/HydrogeomorphologyTools/SedInConnect_2.3/releases e che implementa la metodologia descritta di seguito.

L'applicativo prevede, tra le varie opzioni, anche la possibilità di condurre analisi di connettività rispetto ad un target a scelta dell'utente. L'opzione target è la più indicata ai fini del presente lavoro, in particolare si consiglia di usare come target un piccolo buffer del reticolo principale (zona leggermente estesa rispetto alla polilinea indicante il reticolo, così da includere l'alveo nella sua interezza come target dell'analisi). Usare come target il reticolo idrografico significa quindi determinare il grado di potenziale connessione del sedimento all'alveo principale. Una volta che il sedimento ha raggiunto il corso d'acqua principale, il trasporto solido assume le caratteristiche proprie dell'idraulica dei corsi d'acqua montani. L'applicativo fornisce come risultato una mappa raster.

La distribuzione dei valori della mappa di connettività può essere classificata secondo diversi criteri; l'approccio che viene qui proposto prevede la suddivisione in quattro classi utilizzando il già precedentemente citato algoritmo Natural Breaks (Jenks, 1967). Le quattro classi proposte sono rappresentative di valori di connettività alta, medio-alta, medio-bassa, bassa. Intersecando le classi di connettività medio-alta ed alta con la perimetrazione delle aree sorgenti di sedimento rilevate nel bacino è possibile definire con buona approssimazione l'estensione delle aree sorgenti di sedimento connesse, in base alle loro caratteristiche topografiche, alla rete idrografica principale.

L'analisi di connettività del sedimento presenta il grande vantaggio di assegnare un diverso grado di priorità, se non addirittura escludere alcune parti del bacino dalle valutazioni geomorfologiche di terreno delle aree sorgenti di sedimento che, com'è noto, hanno lo svantaggio di essere piuttosto onerose.

3.2 DEM of Difference (DoD)

Un'altra tecnica molto utile in questo contesto è rappresentata dall'approccio DEM of Difference (DoD) che sfrutta la disponibilità di modelli digitali del terreno multitemporali, ed in particolare pre e post evento, per la caratterizzazione delle variazioni geomorfiche indotte da un determinato evento. Un evento particolarmente intenso, come è stato Vaia che ha colpito il Nord Est dell'Italia nell'ottobre 2018, può essere usato come riferimento e tramite la tecnica DoD è possibile raccogliere preziose informazioni sui tassi di erosione che hanno interessato le aree sorgenti e definire relazioni statistiche tra tassi di erosione e parametri morfometrici quali la pendenza e l'area drenata. In questo contesto, i dati ricavabili tramite analisi DoD possono fornire un notevole contributo alla determinazione degli apporti solidi, se utilizzati come riferimento nell'applicazione dell'approccio geomorfologico di terreno per la stima del volume mobilizzabile illustrato nella *sezione 2.3*, come dimostrato nel progetto SedInOut per le aree venete colpite da Vaia.

I pattern di erosione e deposito possono essere utilmente calcolati cella per cella mediante il software Geomorphic Change Detection (GCD) (Wheaton et al., 2010), software open che tiene in considerazione la valutazione dell'incertezza nel calcolo del DoD.

Un passaggio fondamentale per una corretta applicazione dell'approccio DoD è che i modelli digitali siano perfettamente allineati tra loro senza presentare errori di tipo sistematico. Nel caso questa condizione non fosse verificata è necessario effettuare una coregistrazione dei modelli digitali a disposizione. Questa operazione può essere condotta direttamente sulle point clouds utilizzando software liberamente disponibili in rete (e.g. Cloud Compare) o a livello raster utilizzando il codice GRD-CoReg di recente sviluppo da parte dell'Università di Udine (Cucchiaro et al., 2020).

Il codice GRD-CoReg è ispirato alle tecniche di *image matching* ed esegue una co- registrazione planare spostando un DTM target (mobile) su un DTM di base (fisso) utilizzando un criterio di minimizzazione del *Root Mean Square Error (RMSE)*. I dati richiesti sono un DTM_b di base (fisso) con risoluzione pix_b (m), un DTM_t target (mobile) con risoluzione pix_t (m), una dimensione del campione SS (m), uno spostamento base SH (m) e uno spostamento massimo SH_{max} (m) per limitare la ricerca a un numero finito di iterazioni. Utilizzando questi parametri il *tool* suddivide ogni pixel dei DTM in un numero di pixel uguali di dimensione SS , in modo da ottenere due $RDTM$ ridotti con uguale numero di colonne e righe e successivamente sposta l' $RDTM_t$ planarmente per multipli crescenti di SH fino a SH_{max} e, ad ogni passo di spostamento, calcola l' $RMSE_{xy}$ usando l'equazione 4:

$$RMSE_{xy} = \sqrt{\frac{\sum_{xy}(RDTM_{t,xy} - RDTM_{b,xy})^2}{n^{\circ} pixel}} \quad (8)$$

Lo scostamento planare che minimizza il RMSE viene infine applicato al DTM in output.

Il tool può essere applicato sull'intera estensione dei modelli digitali oppure su aree selezionate che, nel caso in cui la finalità sia quella di coregistrare due DTM multitemporali rappresentativi di condizioni pre e post di un determinato evento che ha apportato modifiche alla morfologia, possono essere opportunamente individuate in zone rimaste invariate nella finestra temporale oggetto di studio. Lo scostamento nelle componenti x e y individuato nelle aree stabili viene poi applicato all'intero DTM che si intende coregistrare.

Una volta coregistrate le due base dati topografiche, può essere condotta l'analisi DoD definendo opportunamente un *minimun Level of Detection (minLoD)* anche attraverso una funzione di propagazione degli errori:

$$\delta u_{DoD} = \sqrt{(\delta z_{new})^2 + (\delta z_{old})^2} \quad (9)$$

dove δu_{DoD} è l'errore propagato nel DoD mentre δz_{new} e δz_{old} sono, rispettivamente, gli errori individuali nel DTM più recente ed in quello più lontano nel tempo.

Il *minLoD* permette di differenziare tra i reali cambiamenti topografici e il rumore intrinseco che caratterizza ogni DEM e si propaga nel DoD.

4. Risultati nelle aree pilota

Il CNR IRPI, in collaborazione con la Regione del Veneto, ha coordinato il WP4 e si è occupato di condurre le attività previste che prevedevano la raccolta dati di base relativi alla topografia, geologia e geomorfologia delle aree pilota, la definizione di una metodologia di acquisizione dati standardizzata in coordinamento con gli altri partner del progetto e la caratterizzazione delle aree pilota ed analisi di dettaglio, principalmente tramite fotointerpretazione, anche da dati telerilevati di dettaglio, e rilevamento di campagna, finalizzate alla compilazione di inventari di aree sorgenti di sedimento.

Sulla base di valutazioni geologiche e geomorfologiche, delle informazioni sugli eventi eccezionali recenti e della base dati disponibile (immagini satellitari, LiDAR pre e post evento, copertura foto aeree) per le diverse aree nell'ambito della Regione Veneto analizzate nel WP3 ed in un'ottica di rappresentatività del territorio montano regionale, sono state individuate due aree pilota entrambe interessate dalla tempesta Vaia dell'ottobre 2018 (**Figura 20**):

1. Bacino idrografico del Torrente Liera (Val di Gares) in comune di Canale d'Agordo (BL);
2. Versante sinistro della Val d'Ansiei in comune di Auronzo di Cadore (BL)

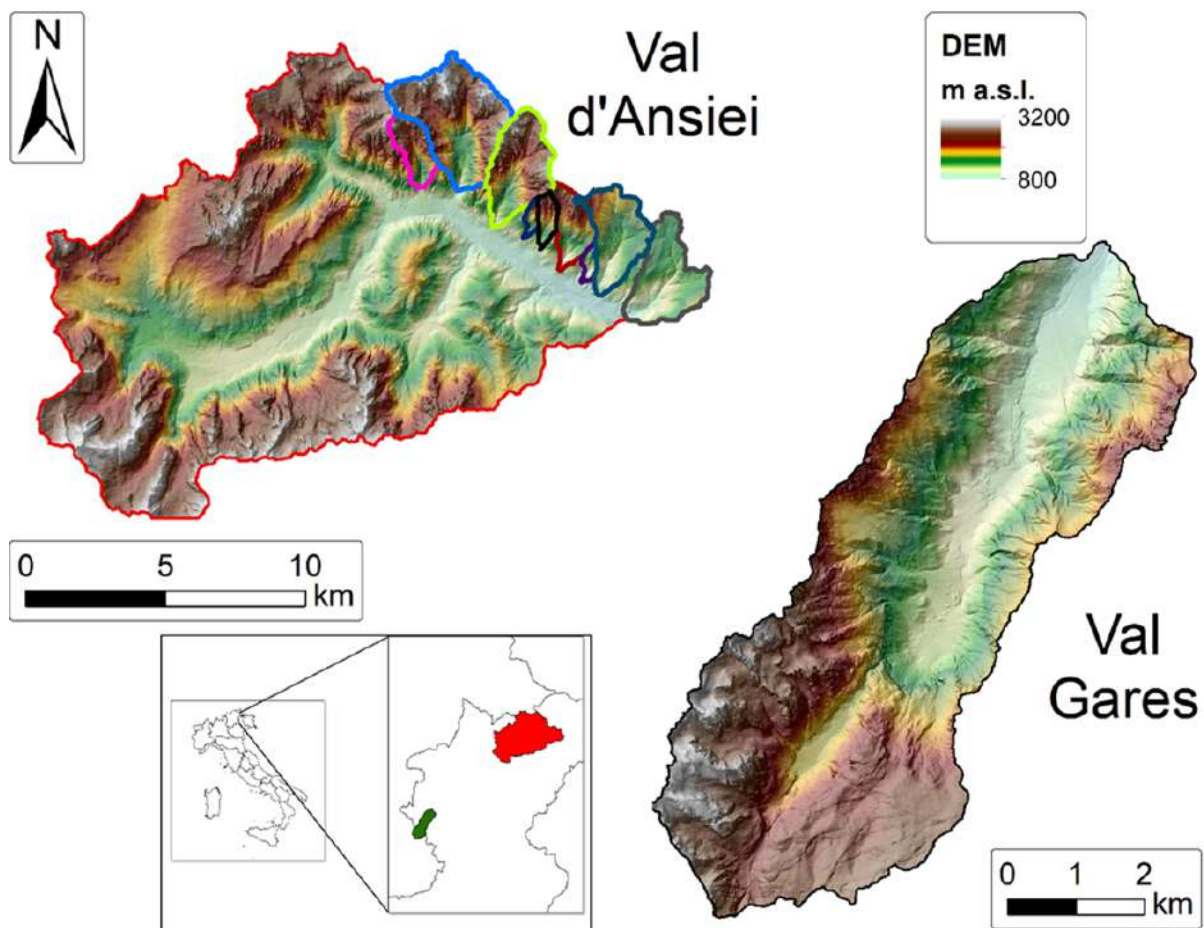


Figura 20. Inquadramento delle aree di studio in Regione del Veneto. A destra sono evidenziate con diversi colori le aree di studio in Val d'Ansiei mentre a sinistra è riportato il bacino del Torrente Liera (Val Gares).

4.1 Bacino del Torrente Liera, Val Gares (BL)

4.1.1 Inquadramento

Il torrente Liera nasce alla testata della Valle delle Comelle e incide la parte settentrionale dell'Altopiano delle Pale di San Martino fino a raggiungere la Val Gares (BL), per poi confluire nel Torrente Biois presso Canale d'Agordo. Il bacino del torrente Liera drena un'area di 37,7 km²; le quote del bacino variano tra 976 e 3192 m s.l.m (**Figura 21**).

Il clima è tipicamente alpino, caratterizzato da inverni con temperature rigide ed estati miti. La media annuale di precipitazione è circa di 1250 mm, tra dicembre e aprile le precipitazioni si verificano principalmente sotto forma nevosa mentre per i restanti mesi dell'anno prevalgono le piogge. Di conseguenza, il deflusso mostra un tipico regime nivo-pluviale con fusione delle nevi durante il periodo maggio-giugno mentre le precipitazioni, anche a carattere temporalesco, caratterizzano il periodo estivo ed autunnale.

La tempesta Vaia ha pesantemente interessato anche il bacino del Torrente Liera, dove sono stati registrati 408 mm di precipitazione totale durante circa 55 ore (https://www.arpa.veneto.it/bollettini/storico/evento1/Mappa_PREC.htm) e pertanto rappresenta l'evento di riferimento per le analisi condotte nell'area di studio.

4.1.2 Caratteristiche geologiche e geomorfologiche

La carenza di informazioni geologiche e geomorfologiche di dettaglio ha reso necessaria una analisi geologico-geomorfologica dell'area di studio. Di seguito si riportano una descrizione delle caratteristiche geologiche-geomorfologiche rilevate nel corso del progetto, ottenute tramite ricerca bibliografica, rilievi di terreno e fotointerpretazione da ortofoto e DTM (1m di risoluzione).

Dal punto di vista geologico il bacino del Liera può essere suddiviso in due grandi aree che sono caratterizzate da un diverso assetto geomorfologico e litologico. La regione meridionale è caratterizzata da dolomie ladiniche di piattaforma (Dolomia Schlern) con clinostratificazione visibile verso le aree a sedimentazione bacinale. La Dolomia Schlern caratterizza l'Altopiano delle Pale di San Martino (Castiglioni, 1939; Zampieri, 1987), un'area carsica molto ampia (Meneghel and Sauro, 2006; Lucianetti et al., 2017), e, ad ovest, le vette principali con quote superiori ai 3000 m; qui sono presenti circhi con ghiacciai attivi fino agli anni 80' (Baccolo, 2020) e ora quasi del tutto scomparsi. I depositi quaternari di origine glaciale sono relativi a fasi di avanzata durante l'Olocene (Castiglioni, 1964). In questo settore sono presenti anche filoni vulcanici andesiti legati al vulcanesimo ladinico (Pisa et al., 1980; Bosellini et al., 1982). Nel fondovalle delle Comelle sono presenti depositi alluvionali e di colate detritiche, mentre la base delle pareti dolomitiche è caratterizzata da potenti falde detritiche. La cascata delle Comelle costituisce il passaggio tra l'alto bacino del Liera e la Valle di Gares (**Figura 22**). I versanti della valle presentano un assetto stratigrafico più complesso in quanto il settore corrispondeva ad un settore bacinale di mare profondo, durante la contemporanea costruzione delle piattaforme della Dolomia Schlern, potenti anche più di 1000 m (Bosellini e Rossi, 1974). Ai piedi della scarpata delle cascate delle Comelle, la Formazione di Livinallongo (Bosellini e Ferri, 1980) è costituita da calcari, calcari selciferi, siltiti verdi ed arenarie fittamente stratificate, ed è eteropica alla Dolomia Schlern, le formazioni sono di età ladinica. La Formazione di Livinallongo affiora nei due fianchi vallivi in modo discontinuo a causa della successiva frammentazione a causa dell'attività tettonica di età Triassica e successivamente di quella Alpina. Le successioni sedimentarie ladiniche sono state sepolte da rocce vulcaniche (piroclastiti e lave di chimismo intermedio/basico), breccie vulcanoclastiche e ialosclatiti di età tardo ladinica (Sarti e Ardizzoni, 1984). Queste fanno parte del "ciclo magmatico alpino" (Pellegrinon et al., 1984). Nella successione vulcanica sono presenti anche delle intrusioni di monzogabbri lungo il versante destro della Valle di Gares. Le vulcaniti sono presenti anche nella parte alta della sinistra idrografica, in particolare nel circo di Malga Stia. La successione ladinica è poi chiusa dal Conglomerato della Marmolada, costituito da breccie e conglomerati affioranti nella destra idrografica nel settore di Cima Pape.

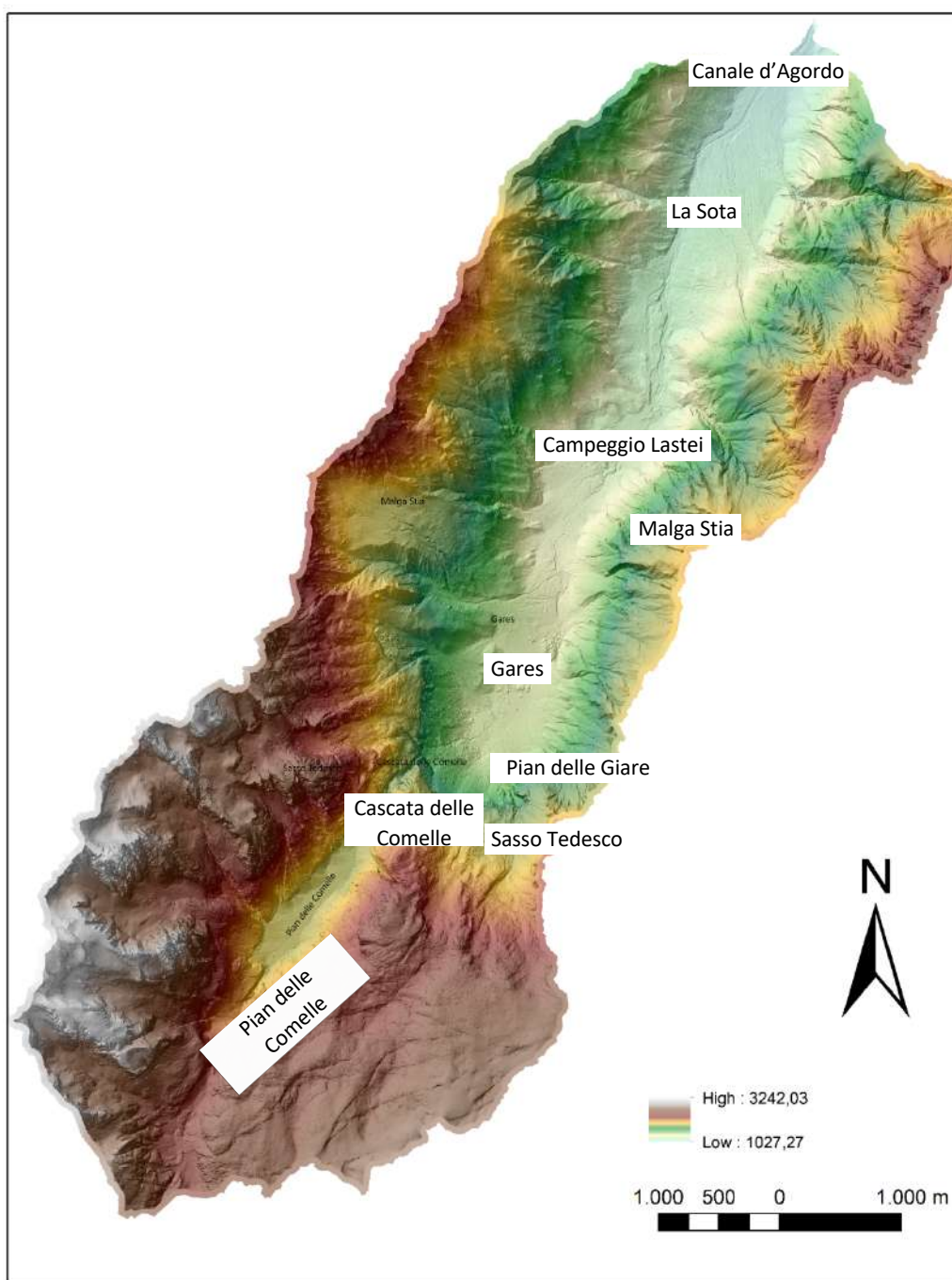


Figura 21. Inquadramento del bacino del torrente Liera (Val Gares).



Figura 22. Panoramica della Valle di Gares dove si può notare il salto morfologico tra il settore dell'Altopiano delle Pale e le Pale di San Martino a monte della cascata (Dolomia dello Schlern), ed il largo fondovalle del Pian delle Comelle. Alla base della parete della cascata affiora la Formazione di Livinallongo.

Alla base delle unità ladiniche, lungo la Val di Garès, affiorano le successioni dell'Anisico (Masetti e Trombetta, 1998) e del Triassico Inferiore (Posenato, 2019).

La successione anisica è costituita da tre cicli sedimentari. Queste successioni sono caratterizzate da dolomie e calcari di piattaforma (Dolomia del Serla e Formazione di Contrin) di piattaforma che sono eteropici ad unità transizionali e marine marine (Calcari di Morbiac e Calcari di Recoaro), in alcuni intervalli continentali (Conglomerato di Voltago e Conglomerato di Richtofen). Lo spessore medio della successione anisica è di circa 300 m (Abbà, 2019). La successione triassica è chiusa alla base dalla Formazione Werfen costituita da siltiti, calcari dolomitici e localmente evaporitici, del Triassico inferiore. La Formazione di Werfen è presente nella bassa valle in entrambi i versanti ed ha uno spessore di circa 500 m.

L'ammasso roccioso è interessato da strutture tettoniche (faglie normali) di età ladinica, successivamente riprese e sviluppate in compressione (faglie inversi e trascorrenti) durante la fase neoalpina l'orogenesi alpina (Cenozoico) (**Figura 23**).

A



B

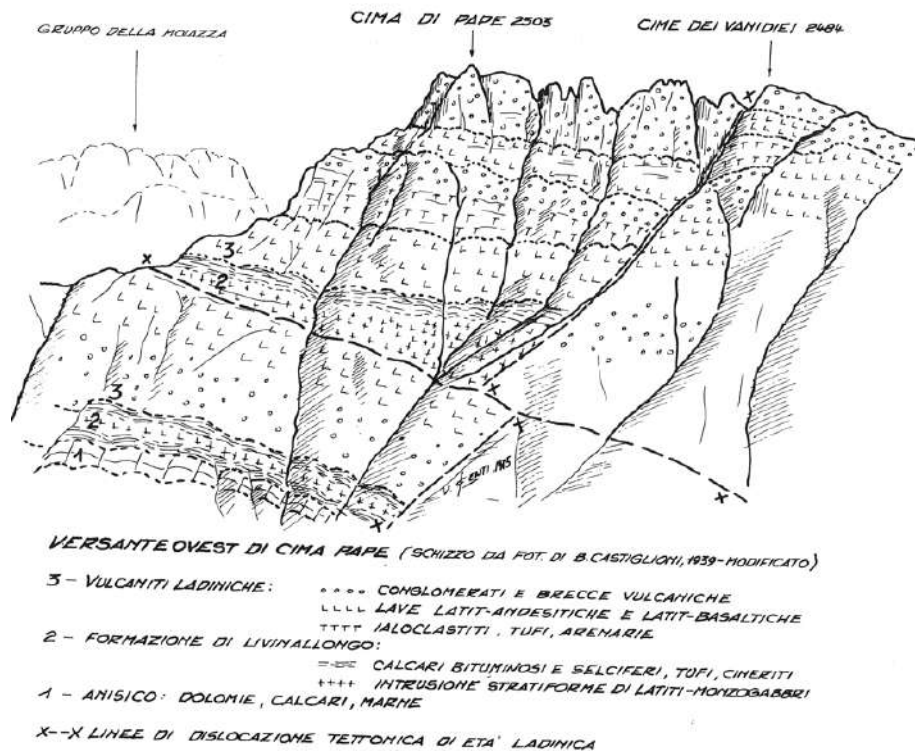


Figura 23. A. Panoramica del versante occidentale di Cima Pape e Cime dei Vanediei. Alla base si possono notare i livelli stratificati policromi delle unità anisiche. A metà versante è presente la Formazione di Livinalongo con un'intrusione di monzogabbri. La parte summitale delle pareti è costituita dalla Formazione del M. Fernazza e dal Conglomerato della Marmolada. Un sovracorrimento raddoppia la successione anisica a metà versante. B. Interpretazione geologica della panoramica da Fenti (1984).

Le unità tardo quaternarie sono presenti lungo i versanti vallivi ed il fondovalle del torrente Liera. I depositi fluviali del Liera e alluvionali dei corsi tributari caratterizzano il fondovalle. I depositi glaciali sono presenti in modo discontinuo lungo la base dei versanti. In alcuni tratti depositi glaciali caratterizzati da grossi massi di Dolomia Schlern sono presenti sul fondovalle. Nei circhi a nord di Cima Pape e di Malga Stia sono presenti morene stadiali e rock glacier di età tardoglaciale/olocenica. Nel fondovalle sono presenti anche accumuli di blocchi legati a depositi di frana antichi. Sono infine presenti depositi di versanti alla base delle pareti in roccia.

Geomorfologicamente si possono distinguere quattro settori:

- L'Altopiano delle Pale, caratterizzato da un tavolato dolomitico privo di drenaggio superficiale e depositi.
- La dorsale delle Pale, tra il Cimon della Pala e la Cima di Focobon, caratterizzato da cime che si elevano oltre i 3000 m, con profondi valloni di origine glaciale che confluiscono verso est nella valle delle Comelle. Questi valloni ospitavano piccoli ghiacciai sino alla fine degli anni 80' del secolo scorso. Alla base delle pareti sono presenti potenti falde detritiche miste a frane di crollo.
- Il fondovalle del Liera, è caratterizzato dal thalweg del torrente che localmente si restringe per oltrepassare soglie morfologiche legate alla presenza di frane (al pian delle Comelle ed in località La Sota) o depositi glaciali (al pian delle Comelle e presso il campeggio Lastei. Questi sbarramenti hanno comportato il sovralluvionamento di segmenti vallivi e dal successivo terrazzamento della piana alluvionale. Nel fondovalle sono anche molto sviluppati i ventagli dei conoidi allo sbocco dei valloni laterali. Sono presenti anche dei brevi paleoalvei del Liera, con ghiaie affioranti.
- I versanti vallivi a valle della cascata delle Comelle, caratterizzati da ripidi versanti in roccia con sviluppo superiore ai 1000 m di dislivello, che localmente ospitano dei circhi glaciali al di sopra dei 2000 m. Questi versanti sono solcati da valloni e canali molto pendenti.

Al di sotto del circo di Malga Stia (**Figura 24**), il versante presenta un substrato sub-affiorante caratterizzato da una deformazione superficiale con movimento probabilmente legato a creep e così identificato nella carta geomorfologica (vedi capitolo 0). Nel settore sinistro della valle, la base del versante è costituita da depositi glaciali di fondo.

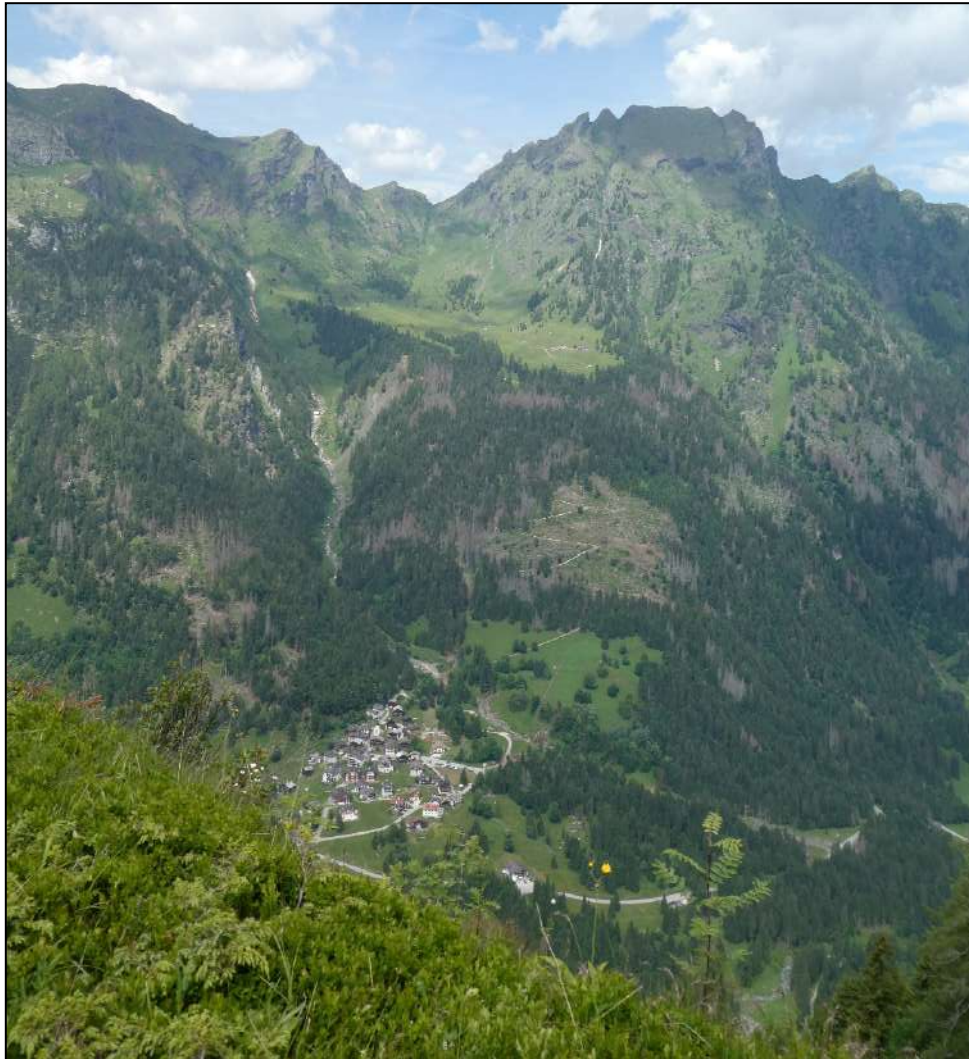


Figura 24. Panoramica del circo glaciale di Malga Stia circondato da pareti in lave ladiniche. Alla malga sono presenti depositi glaciali. Il versante tra la malga e l'abitato di Garès è caratterizzato da un generale dissesto per creep. Si può notare anche l'incisione della Val de Rif ed il conoide detritico sul quale si sviluppa l'abitato.

4.1.3 Base dati

La **Tabella 4** riporta i principali dati raccolti, in collaborazione con gli uffici regionali, riguardo alla topografia e alle ortofoto. L'area presenta un'ottima copertura di foto aeree e ortofoto multitemporali a partire dal volo GAI del 1954 fino ai più recenti voli regionali del 2015 e 2018. Nel 2019 sono state acquisite immagini aeree nel corso dei voli LiDAR post Vaia. Come si può notare dalla tabella, oltre ai documenti messi a disposizione dalla Regione Veneto, sono stati effettuati dei voli con drone utili per l'acquisizione di informazioni sullo stato attuale delle aree sorgenti di sedimento localizzate in aree inaccessibili, in collaborazione con il progetto INADEF – Università di Udine. Il database cartografico è stato gestito mediante i software ArcGis 10.3 e QGIS. Per quanto riguarda le base dati LiDAR, la situazione in Regione Veneto è piuttosto articolata e la copertura completa del territorio montano regionale è possibile grazie all'integrazione di dati LiDAR di diversa qualità e acquisiti in anni diversi. Esiste infatti un volo LiDAR risalente al 2010 del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare che copre l'intera area dolomitica riconosciuta dall'UNESCO. Questi dati furono rilevati nell'ambito del Piano Straordinario di Rilevamento. La qualità del dato non è eccelsa ed è necessario rielaborare le nuvole di punti per migliorarne la qualità, come descritto in seguito. La Regione nel 2015 ha successivamente commissionato un volo LiDAR per coprire i buchi in area montana (specialmente nei fondivalle). Nel 2019 è stato effettuato un volo LiDAR, che ha restituito nuvole di punti di buona qualità nelle aree maggiormente interessate dalla tempesta Vaia tra cui l'area di studio in Val Gares. Opportune elaborazioni sono state dedicate alla creazione di accurate base dati topografiche a partire dal dato originariamente fornito. In particolare, per l'area del bacino del torrente Liera, è stato elaborato un DTM a partire dai dati LiDAR 2010 e 2015. Nello specifico, il dato LiDAR 2010 fornisce una copertura per i versanti lasciando scoperto solo il fondovalle che è stato integrato grazie al dato LiDAR 2015 (entrambi i LiDAR forniti con risoluzione a terra di 1 metro). La problematica legata al dato 2010 fornito come raster già interpolato è visibile in Figura 25a con la presenza di importanti discontinuità a formare delle "graffiature".

Tali graffiature si manifestano sia come principali che secondarie con diverse lunghezze d'onda e diverso orientamento. Si è quindi optato per affrontare uno sforzo computazionale significativo e, partendo dalle nuvole di punti terreno originali, è stato unito e reinterpolato tutto il bacino andando ad eliminare la quasi totalità dei difetti presenti (**Figura 25b**).

A tal fine è stato selezionato l'interpolatore Natural Neighbor (Sibson, 1981) in virtù del suo essere operatore-indipendente non necessitante di parametri e calibrazioni e della sua dimostrata robustezza nel trattare dati topografici (Crema et al., 2020).

VAL GARES-TORRENTE LIERA				
DATI DISPONIBILI				
LiDAR	Anno	Fonte	Descrizione	File
	2010	Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare	Piani di Volo, Quadro unione, Punti, Tiles DTM.	.asc .shp .xyz
	2015	Regione Veneto	Piani di volo, Quadro unione, Tiles DSM e DTM	.asc .las .shp
	2019	AVEPA	Attività volo AVEPA, Tiles DTM e DSM POSTVAIA	.asc .tif .shp .dsf .xlsx .dfx
ORTOFOTO	1954	Regione Veneto Volo G.A.I.	Quadro unione, OF originali, georiferite, ortorettificate	.shp .tif
	1978	Regione Veneto - Servizio Cartografico	Immagini	.tif
	1996	Regione Veneto - Volo ALMA	Immagini	.ecw .tif
	2000	Regione Veneto	Immagini	.ecw
	2003	Regione Veneto	Immagini	.ecw
	2006	Regione Veneto	Immagini	.ecw
	2012	Regione Veneto	Immagini	.ecw
	2015	Volo regione Veneto ad hoc	Immagini	.ecw .shp
	2018	Regione Veneto	Immagini	.ecw
	2019	Regione Veneto	Immagini POSTVAIA	.tif
ALTRI DATI	Settembre 2018	Regione Veneto	immagini satellitari SPOT	.tif
	Agosto 2020	Regione Veneto	immagini satellitari SPOT	.tif
	Luglio 2021	Rilievo con drone - in collaborazione con INADEF	Aree inaccessibili canale L_07 e L_6	las .tif .jpg .mp4 .txt

Tabella 4. Dati a disposizione e raccolti per l'area di studio della Val Gares.

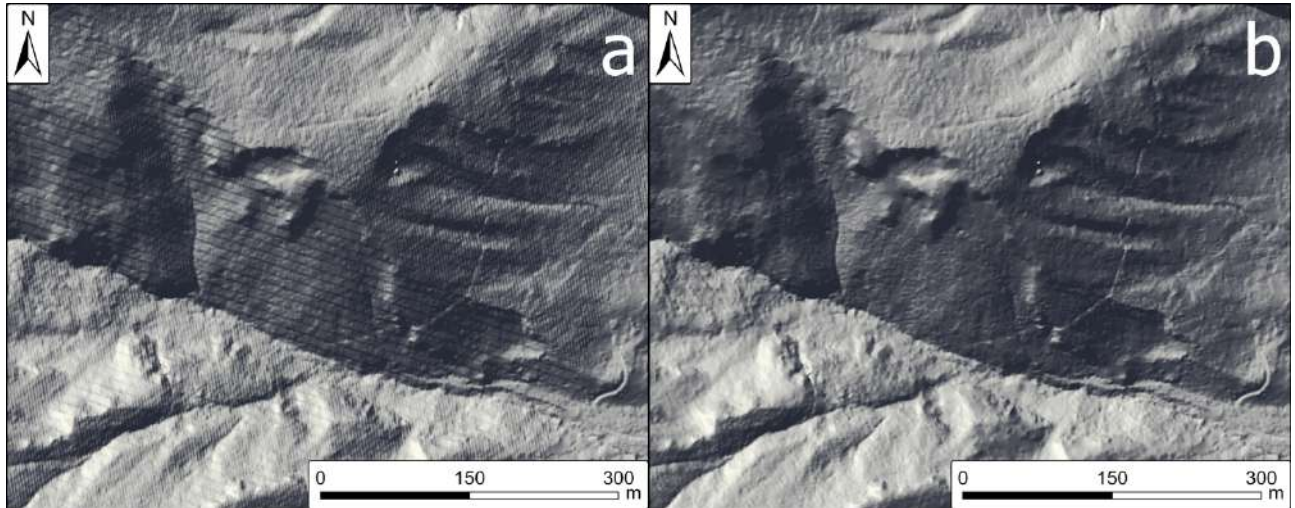


Figura 25. Confronto hillshade da LiDAR 2010 per una porzione del bacino del torrente Liera. Dato già interpolato disponibile ma con graffiature principali e secondarie in diverse direzioni e con diverse lunghezze d'onda (a) e dato reinterpolato a partire dai punti originali con la rimozione della quasi totalità dei difetti citati (b).

Per la base dati topografica post evento è stato utilizzato il DTM a 1 m di risoluzione derivato dal rilievo LiDAR del 2019.

Al fine di creare degli inventari delle aree sorgenti di sedimento pre- e post-Vaia, sono state utilizzate le ortofoto 2015 e 2019 per la Val Gares, l'ortofoto 2018 non è stata utilizzata, in quanto presenta zone in ombra che impediscono di classificare le aree sorgenti di sedimento.

4.1.4 Inventari multi-temporali (2015-2019) delle aree sorgenti di sedimento e rilievi di terreno

Gli inventari delle aree sorgenti di sedimento per il bacino del Torrente Liera sono stati compilati per gli anni 2015 e 2019 con la finalità di descrivere le condizioni pre- e post-evento Vaia.

Poiché oltre alle caratteristiche litologiche e strutturali del bacino, anche la distribuzione spaziale delle precipitazioni concorre a condizionare la dinamica delle aree sorgenti, per affinare la caratterizzazione dell'evento Vaia nel bacino del torrente Liera si è proceduto anche alla caratterizzazione della distribuzione spaziale delle piogge innescanti mediante integrazione del dato radar meteo e pluviometrico (Zaramella et al., 2022). Rispetto al dato pluviometrico generale, l'integrazione con il dato radar è avvenuta per la porzione convettiva più interna dello stesso riuscendo così a discriminare la variabilità della forzante meteorologica a scala di bacino. Trovandosi infatti il Liera verso il bordo della fascia convettiva si sono verificati gradienti molto importanti di pioggia tra i due versanti con variazioni dell'ordine di 200 mm di cumulata per l'intero evento che nel complesso ha colpito in modo più severo il versante destro della valle (**Figura 26**).

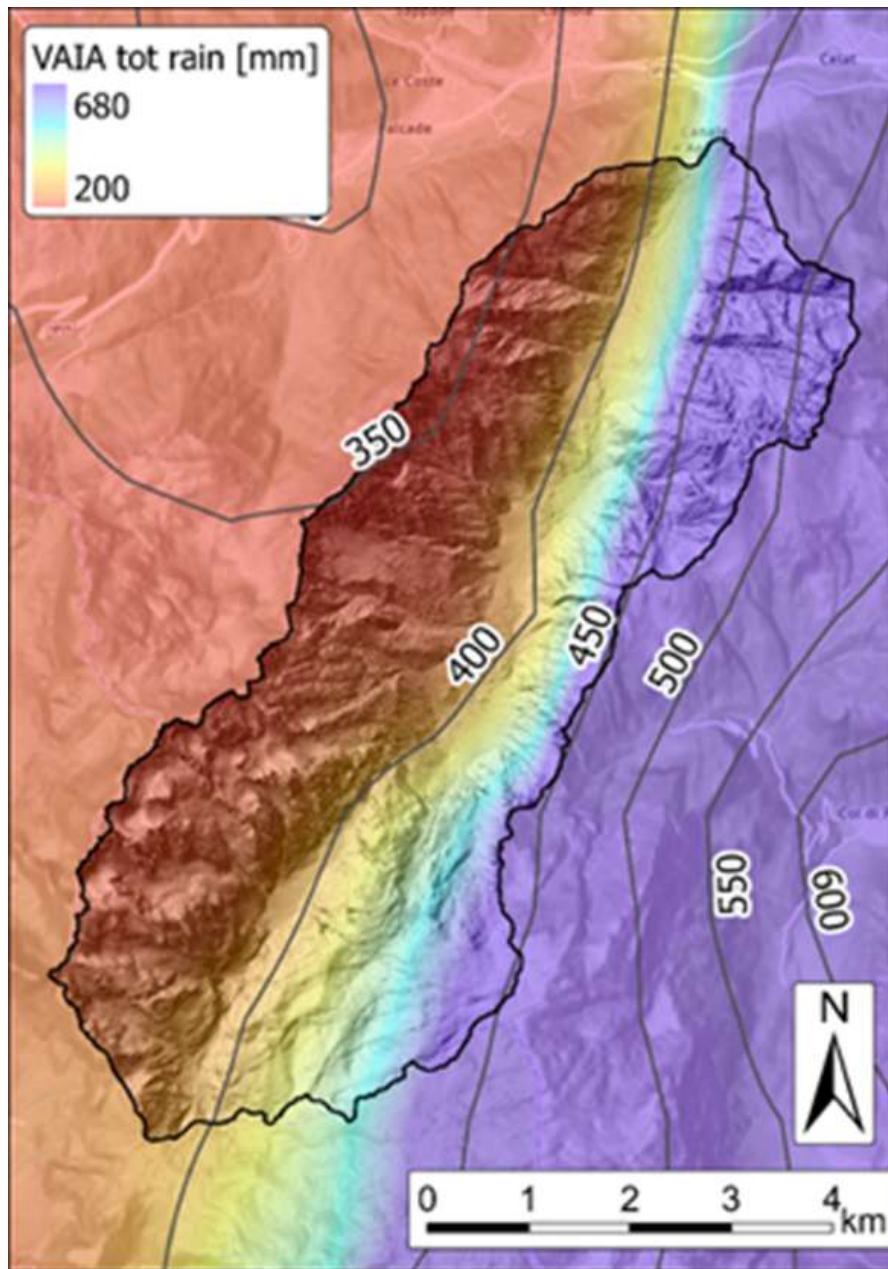


Figura 26. Carta delle cumulate totali di pioggia delle 72h dell'evento Vaia ottenute tramite dati radar tarati su dati da pluviometro.

Tutti i sottobacini presenti in Val Gares sono stati numerati da Nord a Sud, distinguendo i bacini del versante destro con la lettera R ("right") e quelli del versante sinistro con la lettera L ("left") (**Figura 27**) e le aree sorgenti di sedimento sono state codificate di conseguenza.

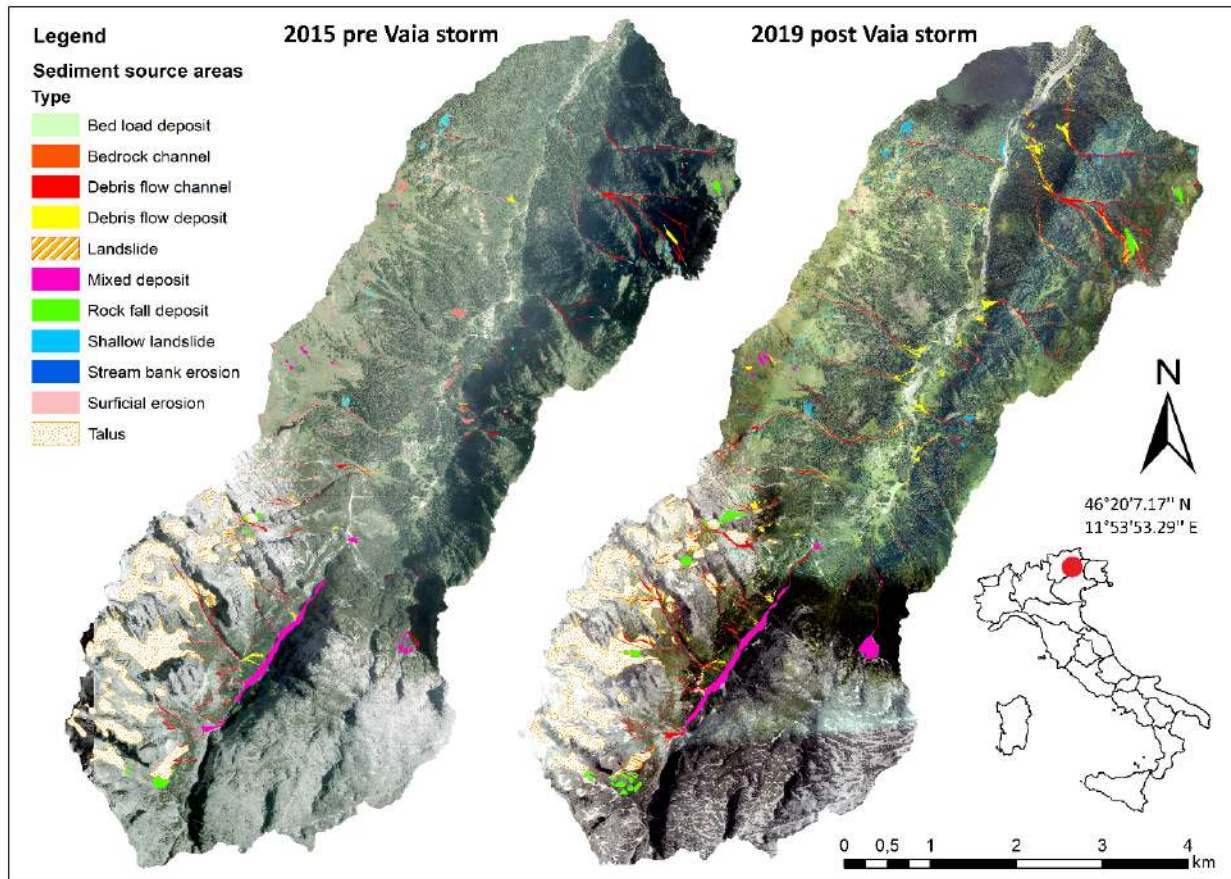


Figura 28. Confronto tra i due inventari delle aree sorgenti di sedimento 2015 e 2019, pre- e post-evento.

L'analisi fotointerpretativa multi-temporale ha permesso il riconoscimento degli elementi morfologici peculiari delle aree sorgenti. I rilievi di terreno sono stati finalizzati a: (i) valutare in campo le mappature delle aree sorgenti di sedimento pre- e post-evento ottenute dall'interpretazione di ortofoto ad alta risoluzione e le risultanze delle analisi del confronto tra Modelli Digitali del Terreno (DTM) derivati da dati LiDAR aerei (risoluzione di 1 m) acquisiti nel 2015 e nel 2019, (ii) raccogliere dati utilizzando la scheda tecnico-descrittiva che ha permesso di caratterizzare in dettaglio le aree sorgenti in situ, e (iii) valutare la dinamica di sedimento nell'area di studio considerando trasporto, disponibilità, connessione-disconnessione del sedimento.

Durante i rilievi di terreno sono stati effettuati report fotografici di dettaglio delle aree sorgenti mappate, sono state eseguite analisi granulometriche del materiale superficiale dei depositi mediante metodi numerali, sono stati raccolti campioni della matrice dei depositi per successive analisi granulometriche con metodo ponderale e sono state compilate schede tecnico-descrittive delle aree sorgenti sedimento. Le informazioni raccolte sono state archiviate e georiferite in ambiente GIS.

Nella **Figura 27** si riportano le aree sorgenti di sedimento post-evento Vaia mentre nella **Figura 28** viene proposto un confronto tra gli inventari delle aree sorgenti di sedimento 2015 e 2019. Il confronto evidenzia che i versanti sinistro e destro del bacino del torrente Liera hanno risposto in maniera diversa alla tempesta Vaia. Il versante destro del bacino presenta un notevole aumento areale dei canali di colate detritiche e dei relativi depositi. Si nota inoltre che in questa porzione del bacino, si sono create numerose erosioni di sponda e sviluppate un gran numero di frane superficiali. Nel versante sinistro prevalgono invece le incisioni delle aree sorgenti di sedimento preesistenti.

Le aree sorgenti di sedimento sono state classificate considerando undici differenti classi:

Canale di colata detritica (Debris-flow channel): sono così classificati tutti i canali interessati da colate detritiche. In questi canali il detrito è disomogeneo sia morfologicamente sia cronologicamente; generalmente si ha un mix tra il materiale derivante dall'ultimo evento di colata e materiale di fondo rimobilizzato.

Deposito di colata detritica (Debris-flow deposit): aree di deposizione di colate detritiche. I depositi sono particolarmente estesi nei sottobacini di destra orografica in prossimità di Canale d'Agordo (R01, R02, R03) e di dimensioni più moderate andando verso Gares (es. R06, R08, R25). I depositi di sinistra orografica si presentano molto eterogenei (es. L01, L02, L05).

Questi depositi sono caratterizzati da litologie variabili e granulometria grossolana (da boulders a sabbia fine a disposizione caotica). Attraverso i rilievi di terreno è stato possibile valutare anche le aree non visibili da ortofoto; infatti, molti depositi si estendono anche nella zona boschiva, ciò li rendeva non identificabili da ortofoto. I depositi rilevati sono caratterizzati da litologie variabili e materiale eterogeneo disposto in modo caotico, in particolare, i bacini in sinistra orografica del Liera (es. L05, L06) sono litologicamente costituiti da clasti vulcanici e vulcanoclastici, con scarse dolomie, mentre, più a valle (L01, L02), i clasti di origine sedimentaria sono prevalenti.

Nei bacini di destra gli elementi vulcanici e vulcanoclastici sono sempre dominanti anche in settori (R02) dove la componente sedimentaria è ben affiorante suggerendo una maggior produzione e successiva mobilitazione delle unità vulcaniche/vulcanoclastiche della parte alta del versante.

Erosione di sponda (Stream bank erosion): questo tipo di erosione è molto frequente; le altezze variano tra 1-7 m. Dopo Vaia queste aree sorgenti hanno subito un netto incremento, in particolare si sono generate nuove aree sul versante destro e si sono approfondite le erosioni già esistenti nei sottobacini del versante sinistro; in entrambi i casi sono localizzate in depositi di colata precedenti.

Erosione superficiale (Surficial erosion): questo tipo di sorgente di sedimento, frequente in aree prive di vegetazione o con scarsa copertura erbacea (es. L07), è dovuta a processi di erosione idrica. Queste sorgenti di sedimento si osservano principalmente nelle parti superiori dei versanti e interessano la regolite che si crea a spese del substrato roccioso ed i depositi glaciali.

Frana in roccia (Rockfall): Grossi corpi franosi sono presenti nelle testate dei bacini, ad esempio nella parte alta del bacino R02, sotto Cima Pape. Un'importante paleofrana con blocchi ciclopici, che in passato ha probabilmente prodotto lo sbarramento della valle del Liera, è presente alla base del tributario R03. Si segnala un crollo in roccia avvenuto nel 2016 sulla testata del bacino R_02, sede di intensa fratturazione tettonica.

Frana superficiale (Shallow landslide): Se la superficie di scorrimento interessa una profondità da pochi decimetri ad alcuni metri si parla di frana superficiale o poco profonda. Questo tipo di frana è la più diffusa nell'area di studio. Anche in questo caso il fenomeno interessa la regolite.

Deposito di crollo di roccia (Rockfall deposit): aree deposizionali legate a crolli di roccia alla base delle pareti in roccia. Si trovano in corrispondenza delle alte pareti di dolomia massiccia e di vulcaniti.

Deposito misto (Mixed deposit): in questa classe rientra il materiale depositato da diversi processi: gravitativi, alluvionali, colluviali.

Talus: sedimento eroso dalle pareti rocciose immagazzinati temporaneamente come depositi di detriti sui pendii. Questi depositi sono spesso associati a piccoli rockfall e deposizione alla base delle superfici innevate durante il disgelo primaverile.

Canali in roccia (Bedrock channel): sono tratti della rete canalizzata che presentano un forte controllo strutturale (sono spesso impostati su faglie) e si contraddistinguono per la scarsità di sedimento sciolto spesso dovuta alle forti pendenze o all'azione erosiva del deflusso (anche in forma di colata detritica) che ha inciso il substrato roccioso. Nel bacino del Liera questi canali sono diversificati a seconda del contesto geologico strutturale. Nell'area di affioramento delle dolomie massicce i canali hanno origine in fratture, faglie o in corrispondenza dei filoni andesitici. Nei settori dominati da rocce vulcaniche e vulcanoclastiche questi derivano da fratture preesistenti o dall'approfondimento di solchi di ruscellamento concentrato. Essendo la successione sedimentaria stratificata alla base di quella vulcanica, i canali in roccia seguono l'andamento dall'alto, con locali variazioni di direzione legati a cambi litologici o alla presenza di faglie. Nonostante il basso apporto detritico sono stati cartografati in quanto sono zone di rilevante importanza per la concentrazione del deflusso.

I sopralluoghi, mirati ad acquisire sistematicamente informazioni nei tratti raggiungibili dei canali, sono stati effettuati durante i mesi di maggio e giugno 2021.

Categorie sorgenti di sedimento	2015	2019
	Area m ²	
Bedrock channel	8308	9963
Debris flow channel	250520	511194
Debris flow deposit	32755	173901
Rock fall deposit	48951	101849
Shallow landslide	58093	105146
Stream bank erosion	2068	14531
Talus	1263075	1226379
Landslide	0	21701
Mixed deposit	129136	174979
Surficial erosion	85579	55872
totale	1878485	2395515

Tabella 5. Confronto areale tra le aree sorgenti di sedimento pre- e post- Vaia.

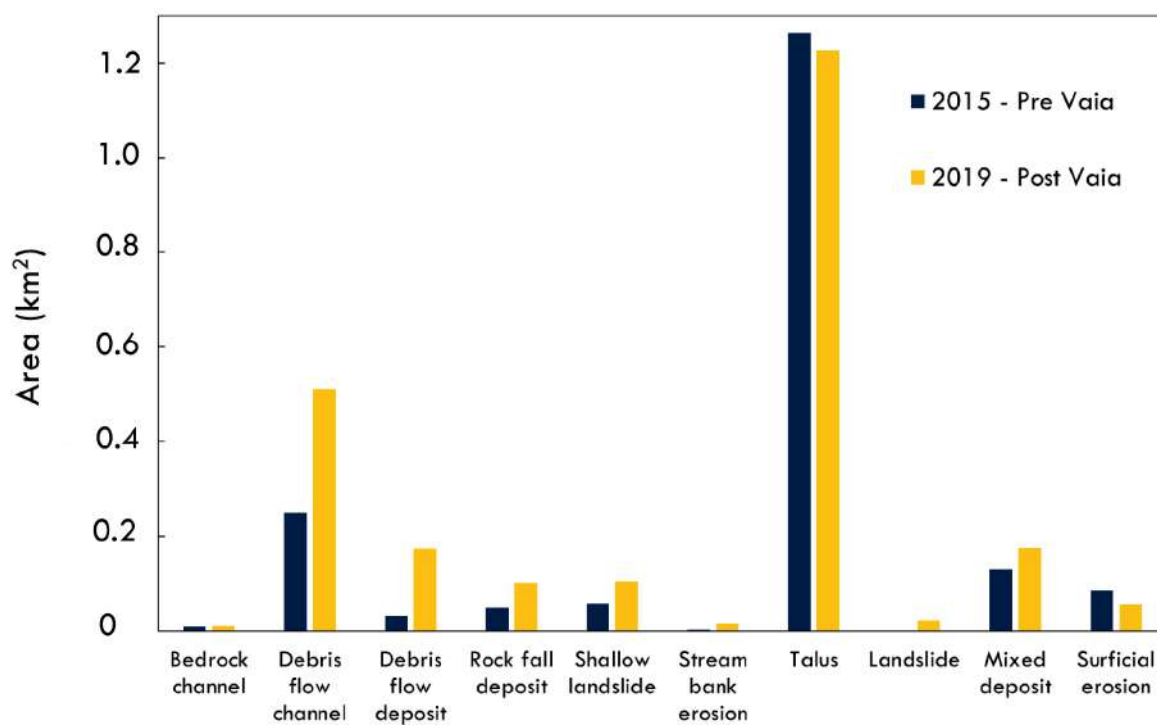


Figura 29. Confronto areale tra le aree sorgenti di sedimento pre- e post-Vaia.

La categoria debris-flow channel registra un importante incremento dopo la tempesta Vaia. Le colate detritiche sono collegate anche allo sviluppo di altre aree sorgenti che hanno manifestato un importante incremento, come le erosioni spondali, associate ai processi erosivi indotti dal passaggio delle colate detritiche. Ovviamente anche i depositi delle colate detritiche hanno registrato una notevole espansione. Nel 2015 erano presenti diverse zone interessate da erosioni superficiali che, a seguito della tempesta Vaia, si sono evolute in frane superficiali: è proprio per questo motivo che si registra un importante incremento delle frane nella mappatura 2019 e una diminuzione delle zone in erosione. I depositi di crolli in roccia e le frane, evidenziati nel bacino R02, non sono presenti nella mappatura 2015 dato che si sono sviluppate dopo un crollo in roccia avvenuto nel 2016. Il settore ovest delle Pale di San Martino è scarsamente connesso con la parte inferiore del bacino del torrente Liera per quanto riguarda i flussi di sedimento, come descritto in dettaglio in seguito. In questo settore, le aree sorgenti non presentano evidenti cambiamenti indicando una dinamica geomorfologica di intensità bassa probabilmente per il fatto che le precipitazioni durante Vaia sono avvenute in questa zona in forma prevalentemente nevosa. Di particolare interesse è invece la Valle delle Comelle, il cui fondovalle evidenzia un aumento dei depositi di debris flow associati alle colate detritiche che hanno interessato i versanti. Si evidenzia, peraltro, che anche la Valle delle Comelle mostra una scarsa connessione con il settore inferiore del bacino. Come è lecito attendersi, la categoria “talus” non ha subito sostanziali modifiche nel confronto tra i due inventari in quanto forme legate a processi estremamente lunghi di erosione, gelo e disgelo, pressioni termiche e topografiche, di conseguenza modifiche sostanziali di queste forme non possono essere legate a fenomeni di breve durata. La variazione che si registra è legata alla sovrimposizione di nuove aree sorgenti di sedimento che si sono sviluppate al di sopra dei talus, come depositi da crollo, colate detritiche e conseguenti zone di deposito. L'analisi ha consentito di ottenere inventari affidabili e dettagliati delle sorgenti di sedimento pre- e post-evento e migliorare la comprensione della dinamica dei sedimenti relativa alla tempesta Vaia nell'area di studio. In particolare, la litologia e la struttura del bacino, nonché la distribuzione spaziale della precipitazione, hanno fortemente condizionato la formazione delle sorgenti sedimentarie e la loro espansione areale.

4.1.5 Carta Geomorfologica

Nel corso del progetto, è stata redatta una carta geomorfologica (**Figura 30**) con lo scopo di rappresentare le forme d'accumulo e d'erosione del rilievo e che raffigura i caratteri morfologici e morfometrici; interpreta l'origine in funzione dei processi geomorfici, endogeni ed esogeni, passati e presenti, che le hanno generate ed individua la sequenza cronologica, distinguendo fra le forme attive e non attive.

La carta geomorfologica (Macchi et al., 2022b) è stata redatta attraverso l'utilizzo dei software ArcGis 10.3 e Adobe Illustrator 2019, partendo dal DTM LiDAR ad alta risoluzione (1 m) del 2019 e dai rilievi di terreno condotti durante l'estate del 2020.

La carta geomorfologica **in scala 1:15'000 in formato A1 (in allegato)**, ha come base la Carta Tecnica Regionale, scaricata in formato vettoriale dal sito della Regione Veneto (<https://www.regione.veneto.it/web/ambiente-e-territorio/ctr-vettoriale>) e l'Hillshade derivante dal DTM LiDAR 2019.

La carta geomorfologica rappresenta sinteticamente anche le formazioni del substrato. Per la rappresentazione di questo, è stata rielaborata la cartografia CARG, in particolare il foglio 22 – FELTRE in scala 1:100'000 e il foglio 11 M. MARMOLADA in scala 1:100'000, ed è stata utilizzata anche la carta Geologica del Gruppo della Cima Pape – Pale di Sanson in scala 1:15'000 (Sarti e Ardizzoni, 1984). Ovviamente tutte le informazioni bibliografiche sono state integrate con rilievi di terreno ad hoc. Le formazioni litologiche sono state raggruppate in categorie litologiche fondamentali, con caratteristiche geomorfologiche omogenee. Le forme e i depositi sono stati delimitati continui o tratteggiati (nel caso di limite incerto o sepolto), di colore diverso in funzione della genesi e con simboli areali, lineari e puntuali dello stesso colore. In considerazione della difficoltà di classificare temporalmente in modo dettagliato ed in alcuni casi, corretto, i dati morfo evolutivi senza opportune tecniche di monitoraggio strumentale e della frammentarietà delle fonti bibliografiche, vengono distinte soltanto due classi di attività:

- a) forme attive, in evoluzione sotto l'azione dell'agente genetico principale per processi in atto o riattivabili, per lo stesso tipo di processo, nell'attuale ambiente morfoclimatico;
- b) forme relitte, non più in evoluzione sotto l'azione dell'agente genetico che le ha generate e non più riattivabili per lo stesso processo nel contesto geomorfologico e nelle condizioni morfoclimatiche attuali.

Al fine di distinguere queste due classi, sono state utilizzati due tonalità diverse di colore (tinta più carica per le forme attive e tinta più tenue per le forme relitte).

Oltre alle forme del rilievo, e ai depositi ad esse associate, sono state riportate sulla carta appositi simboli colorati in relazione all'agente genetico, gli indicatori dell'attività di alcuni processi geomorfologici.

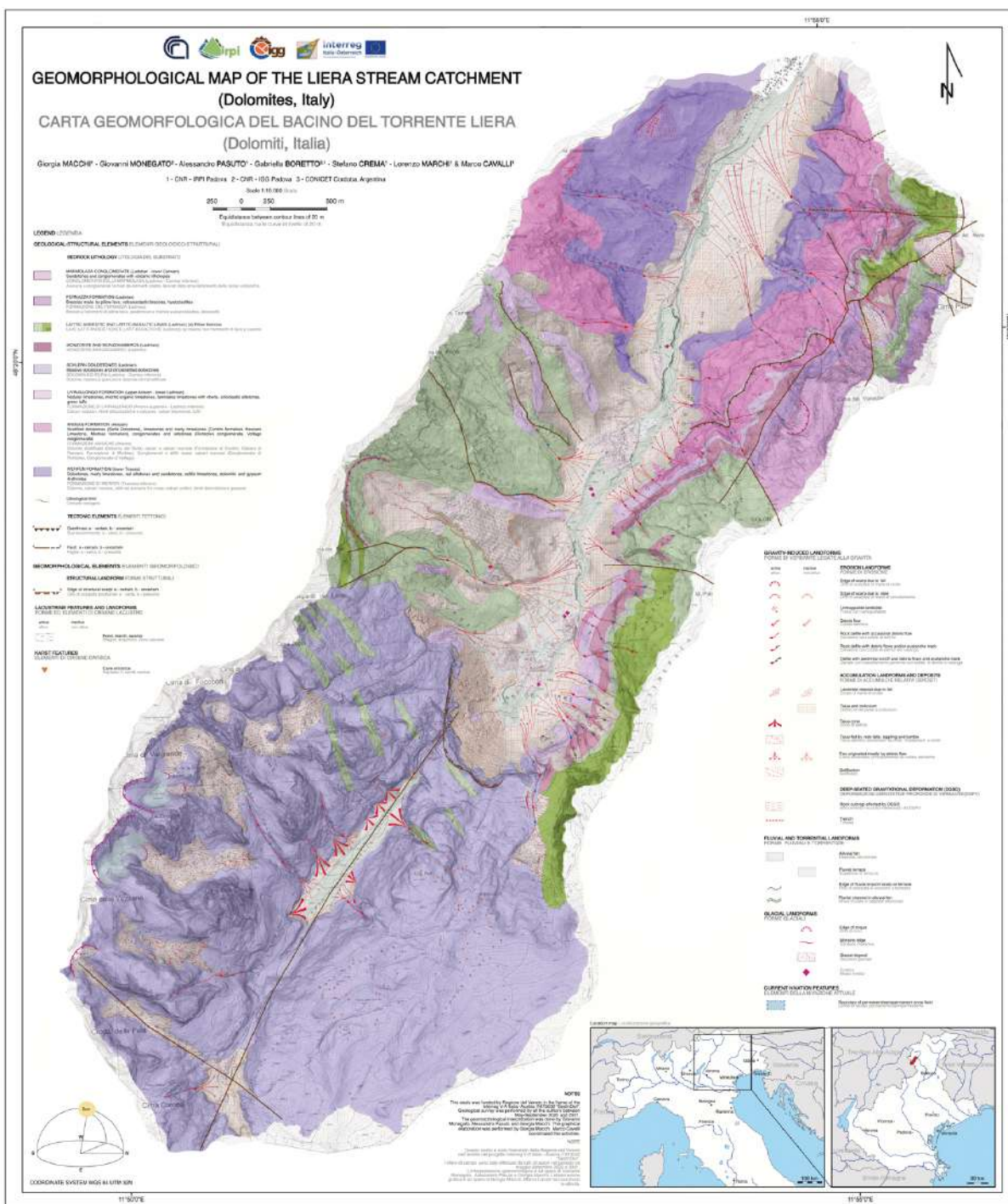


Figura 30 - Carta geomorfologica del bacino del Torrente Liera.

4.1.6 Analisi DoD

Per le analisi DoD è stato utilizzato l'approccio statistico basato sul t-test con un intervallo di confidenza del 98% descritto nella sezione 3.2. Le analisi sono state condotte all'interno della maschera dell'inventario delle aree sorgenti di sedimento mappate (post-evento), consentendo quindi di calcolare erosione e deposito per ogni singola area sorgente di sedimento. La valutazione dei volumi è stata condotta nei canali da colata e nelle aree sorgenti di sedimento presenti nella porzione di bacino a valle della Cascata delle Comelle per due principali motivi: (i) la parte alta del bacino corrispondente all'area delle Pale di San Martino risulta essere disconnessa (vedi capitolo indice di connettività) dalla restante parte della valle e non ha contribuito ad apportare sedimento al torrente Liera; (ii) le aree sorgenti di sedimento nella zona a SW sono ricoperte da neve, ciò rende impossibile una stima dei volumi mobilizzati. Al fine di ripulire ulteriormente il DoD dal rumore dovuto ad artefatti o anomalie dei DTM (ad esempio, lacune nei dati, pendii rocciosi con un gradiente sub-verticale con errore > 0.6 m) le aree all'interno delle quali è stato effettuato il calcolo sono state affinate manualmente. Da questa analisi, è stato possibile ottenere una stima accurata del materiale eroso e depositato durante l'intervallo di tempo tra i due DTM per ogni singola area sorgente di sedimento e calcolare un bilancio dei sedimenti alla scala di sottobacino, permettendo così una stima della magnitudo delle colate detritiche innescatesi nel corso della tempesta Vaia. La coerenza dei risultati è stata valutata caso per caso, in relazione alla qualità dei dati e ai fattori che possono avere influenzato la quantificazione dei volumi erosi e depositati. Riassumendo, si sono verificate tre situazioni: (i) materiale mobilizzato nel bacino e materiale depositato nel conoide presentavano volumi simili, (ii) il materiale mobilizzatosi nel bacino era nettamente superiore rispetto al materiale depositatosi in conoide, questa situazione è stata riscontrata in corrispondenza di aree in cui sono stati effettuate operazioni di rimozione del materiale nel corso degli interventi di somma urgenza successivi all'evento Vaia o dove il materiale ha raggiunto il Torrente Liera. In questi casi il valore rappresentativo considerato è stato quello del bacino e (iii) il materiale in conoide risultava essere maggiore rispetto al materiale mobilizzatosi nel bacino. Questa situazione si incontra per colate di magnitudo minore in bacini a forte pendenza dove l'erosione all'interno del bacino risulta di ordine inferiore alla soglia di errore stabilita mentre risultano attendibili le stime dei volumi depositati in conoide. Questa situazione si è presentata diverse volte in bacini molto piccoli e molto pendenti.

I risultati indicano che la quantità totale di sedimenti mobilitati dai sottobacini è stata di circa $307.000 \pm 63.500 \text{ m}^3$, e il bilancio volumetrico totale netto in uscita dai bacini è di $-64.000 \pm 14.500 \text{ m}^3$ (Macchi et al., 2022a). Quest'ultimo valore comprende il volume che ha raggiunto il torrente Liera e il materiale che è stato rimosso durante e dopo le operazioni di emergenza. Ogni singolo bacino ha risposto in modo diverso, questo è principalmente attribuibile alle diverse impostazioni geologiche e alla diversa distribuzione spaziale delle precipitazioni durante l'evento. A conferma di quanto osservato nel confronto multitemporale degli inventari, generalmente i canali si sono approfonditi e allargati ed hanno creato ampie aree di deposito in zona di conoide.

In particolare, nella parte inferiore dell'area di studio, non distante da Canale d'Agordo, i bacini del lato destro sono stati interessati da magnitudo rilevanti che però non hanno raggiunto il torrente Liera fermandosi nell'ampia area di conoidi coalescenti che giocano un ruolo fondamentale nella disconnessione di questi bacini, come evidenziato anche dalle analisi di connettività descritte in altra sezione del presente rapporto. Sul lato sinistro, nonostante l'intensità relativamente più bassa delle precipitazioni, i canali, essendo maggiormente connessi alla rete idrografica principale, hanno convogliato più materiale nel torrente Liera.

In **Figura 31** si riporta il DoD a scala di bacino con la suddivisione dei diversi bacini considerati nell'analisi.

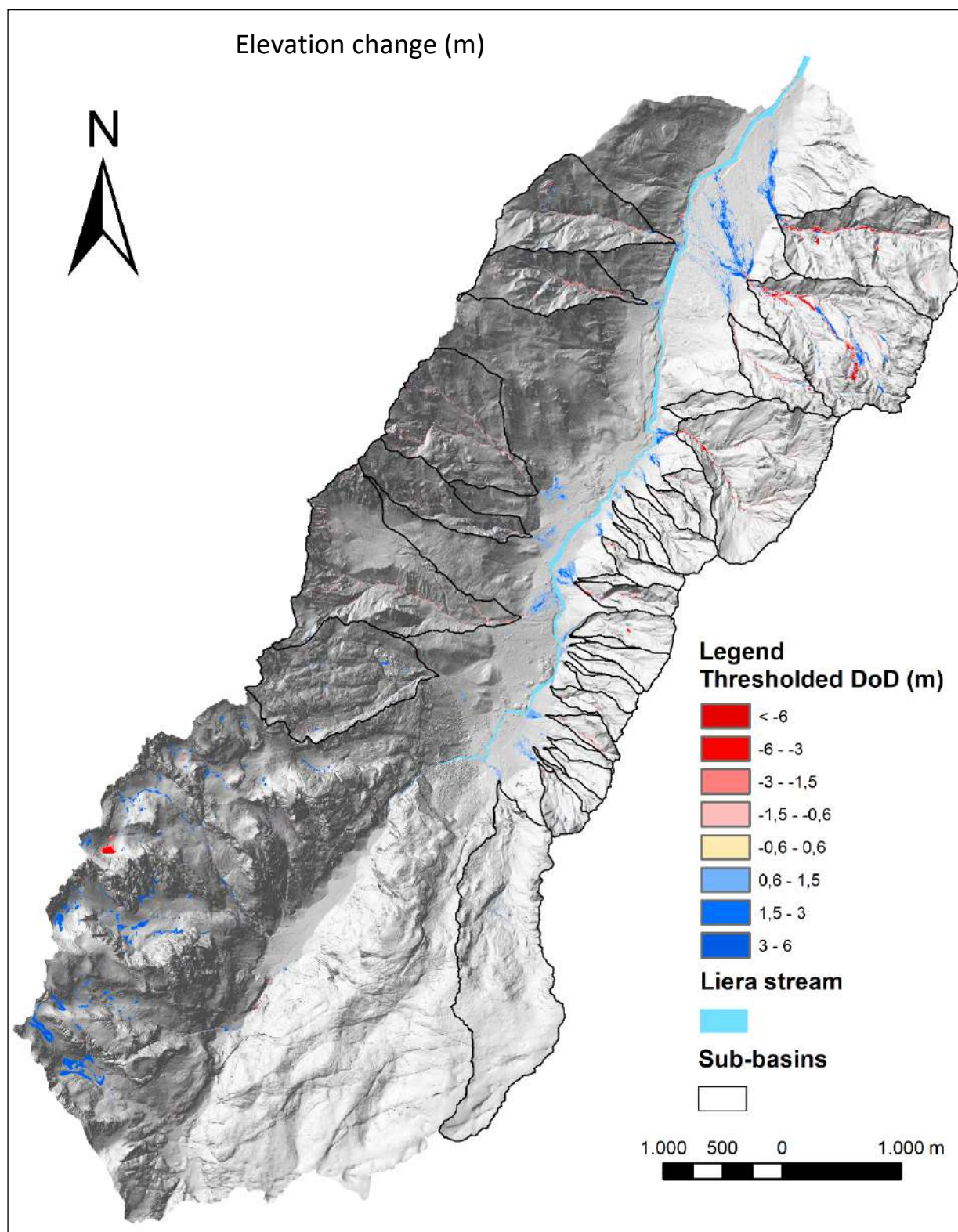


Figura 31. Rappresentazione del DoD soglia, l'erosione e la deposizione visibili nella zona delle Pale di San Martino sono legate alla presenza di neve e non sono state considerate nel budget sedimentario.

Un recente studio (Marchi et al., 2019), basato su un campione di 809 colate detritiche avvenute in 537 bacini in aree montane dell'Italia nord-orientale tra il 19° secolo e il 2016, ha indagato, tramite regressione dei quantili, le relazioni fra area dei bacini idrografici e volumi delle colate detritiche. I volumi detritici mobilizzati a seguito dell'evento Vaia nei tributari del Torrente Liera, determinati tramite DoD, sono stati posti a confronto, nella **Figura 32**, con due curve, corrispondenti al 99° e al 50° percentile ottenute nel citato studio di Marchi et al. (2019).

La maggior parte dei volumi determinati per i sottobacini in oggetto di studio sono compresi all'interno delle due linee considerate. I valori sulla linea del 99° percentile sono quelli dei bacini R16, R21, R14 e R02, mentre i bacini che sottostanno alla linea del 50° percentile sono i bacini R24, R26 e R17. Da questa semplice rappresentazione grafica emerge, a dispetto della vicinanza topografica e del fatto che tutte le colate detritiche in esame sono state causate dallo stesso evento meteorologico, la notevole variabilità della risposta geomorfologica dei bacini considerati. Causa di ciò possono essere le osservate differenze nell'intensità della forzante meteorologica fra le varie parti del bacino, nonché differenze nella disponibilità di sedimento mobilizzabile al momento dell'evento. Tuttavia, il fatto che la gran parte delle colate detritiche nei tributari del Liera si collochi al di sopra della linea corrispondente al 50° percentile testimonia l'elevata severità dell'evento.

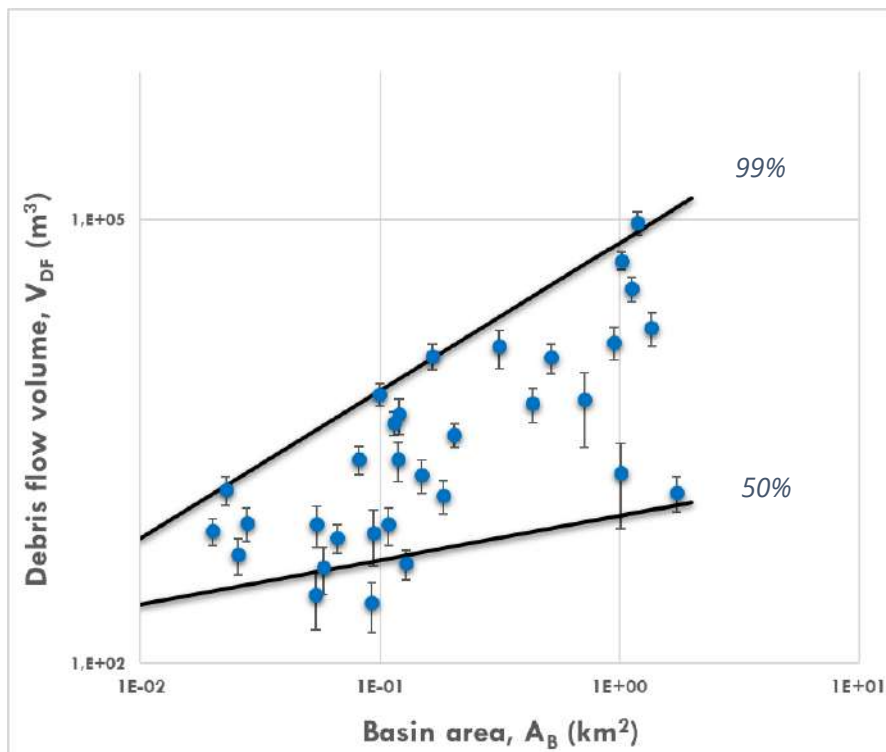


Figura 32. Rappresentazione dei sottobacini nello scatter plot “Debris flow volume vs Basin area”. Le linee del 99esimo e 50esimo percentile sono state ottenute dalle formule proposte da Marchi et al. (2019).

Successivamente ogni singolo bacino è stato studiato e analizzato nel dettaglio ed il canale principale da colata e le forme ad esso associate (es. erosioni di sponda) sono stati suddivisi in funzione dell’omogeneità morfologica. In ogni singolo tratto sono stati valutati i tassi di erosione in m^3/m . In **Tabella 6** sono riportati i tassi di erosione medi per ogni singolo tratto omogeneo all’interno dei sottobacini.

Study area code	Catchment			Debris flow magnitude (m ³)	Error (m ³)	Avg. Erosion yield (m ³ /m)
	Altitude range (m)	Area (km ²)	Avg. Slope (°)			
L01	1148 - 2033	0,71	40,21	6105,71	±3213,98	2,44
L02	1181 - 2152	0,52	41,67	11797,78	±2603,90	5,43
L05	1176 - 2394	0,95	44,77	14982,79	±3703,84	4,76
L06	1249 - 2553	0,44	47,96	5783,26	±1528,76	2,15
L07	1289 - 2375	1,36	48,06	18706,38	±4761,04	1,31
L08	1215 - 1873	1,01	41,31	1961,93	±1140,49	0,36
R01	1339 - 2436	1,02	40,80	53238,59	±7451,76	9,13
R02	1311 - 1947	1,19	50,11	96559,18	±17250,50	7,89
R03	1347 - 2442	0,32	41,78	13902,79	±4012,87	8,08
R04	1323 - 2009	0,11	46,65	880,19	±246,14	2,96
R05	1270 - 2419	1,12	42,54	34312,34	±6455,28	4,04
R06	1346 - 1849	0,12	46,74	4866,91	±1312,22	9,52
R07	1276 - 2011	0,08	43,06	2418,63	±535,43	3,50
R08	1269 - 2049	0,18	44,14	1380,10	±352,00	1,44
R09	1280 - 1751	0,02	27,73	793,92	±164,05	1,04
R10	1364 - 1855	0,07	43,33	711,45	±151,60	0,67
R11	1348 - 2038	0,03	44,87	550,64	±155,29	0,26
R12	1360 - 2041	0,11	45,49	4235,79	±760,00	4,13
R13	1376 - 1825	0,03	39,86	896,91	±229,71	1,52
R14	1399 - 2712	0,17	37,95	12030,89	±2384,60	9,12
R15	1374 - 2022	0,20	41,25	3532,13	±633,40	0,82
R16	1376 - 1999	0,02	35,85	1503,47	±323,00	0,53
R17	1375 - 1951	0,13	40,13	474,91	±105,00	0,46
R18	1380 - 1951	0,05	42,09	885,43	±274,00	0,44
R19	1383 - 1939	0,09	44,52	773,52	±313,72	1,45
R20	1567 - 2865	0,12	41,41	2414,62	±725,81	3,19
R21	1406 - 1910	0,10	46,72	6668,07	±1142,35	7,80
R22	1427 - 1876	0,06	39,34	450,61	±155,51	1,08
R23	1430 - 1881	0,09	38,93	258,11	±96,00	0,49
R24	1415 - 1866	0,05	39,96	293,96	±125,48	0,39
R25	1448 - 2086	0,15	45,24	1900,59	±488,00	1,77
R26	1438 - 2731	1,73	29,79	1442,48	±380,73	0,93

Tabella 6. Riassunto schematico delle caratteristiche dei sottobacini di studio e dalle analisi da DoD e relativi errori.

4.1.7 Analisi connettività del sedimento

Come prima analisi è stata eseguita l'analisi di connettività a scala di bacino, considerando la sezione di chiusura del bacino del torrente Liera e successivamente è stata fatta un'ulteriore analisi considerando il torrente Liera nel fondovalle, a partire dalla Cascata delle Comelle, come target di riferimento.

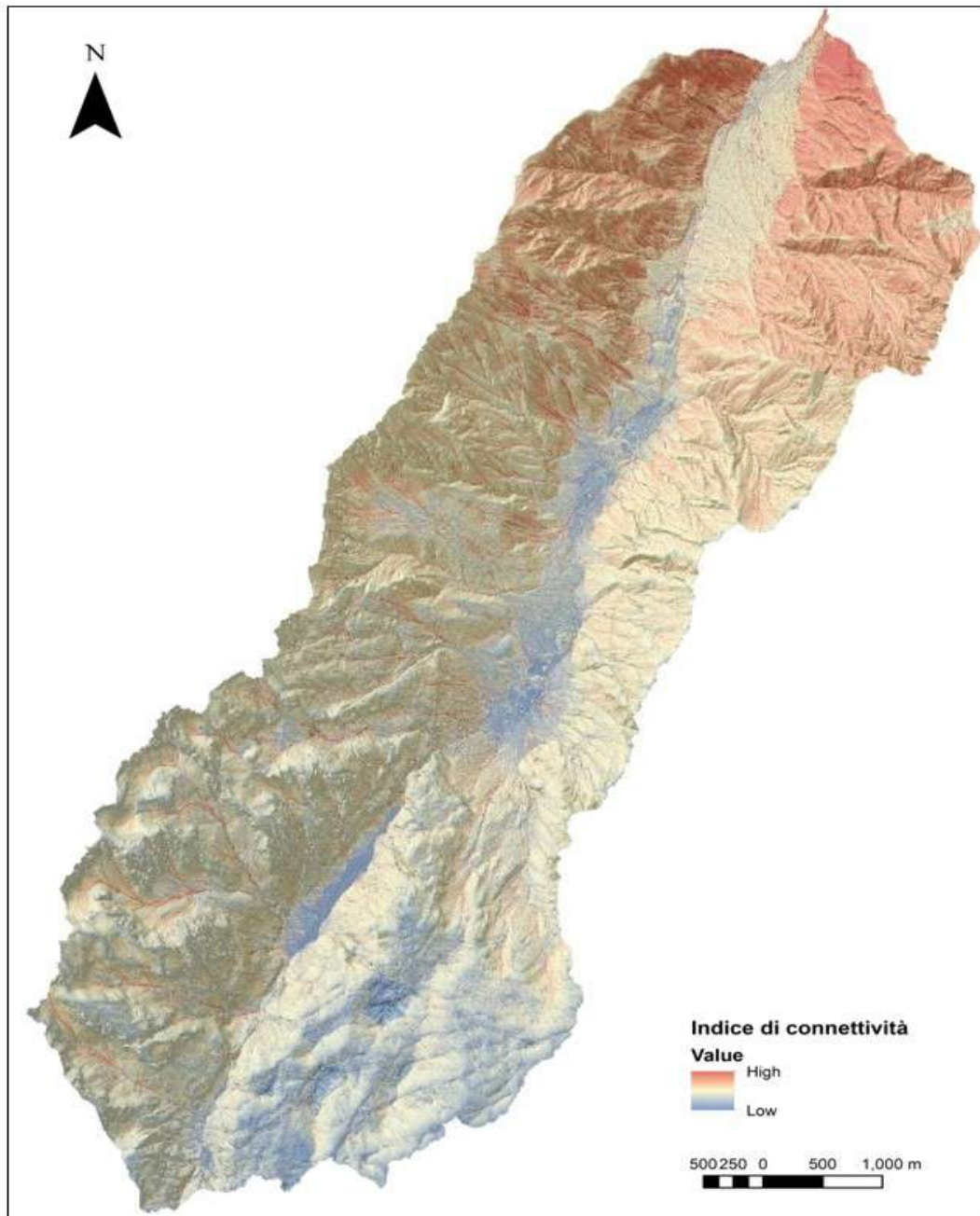


Figura 33. Mappa di connettività del bacino del Torrente Liera. La sezione di chiusura considerata è la chiusura bacino e della valle in località Canale d'Agordo.

L'analisi di connettività a scala di bacino (**Figura 33**) mostra che il settore a monte, situato nell'altopiano delle Pale di San Martino (**Figura 34**), è separato dalla parte bassa della valle del Liera per quanto riguarda i flussi di sedimento e i detriti provenienti dalla porzione più alta del rilievo sono stoccati nella valle sospesa delle Comelle a monte del salto morfologico.

Nella seconda analisi effettuata è stato considerato il Torrente Liera come target di riferimento (**Figura 35**). Questa analisi mette in risalto i rapporti di connettività laterale all'interno del bacino del torrente Liera, evidenziando la (dis)connessione dei sottobacini al torrente Liera ed offrendo un'informazione semi-quantitativa di supporto ed a completamento delle osservazioni di terreno. La mappa dell'Indice di Connettività calcolata rispetto al torrente Liera evidenzia l'importante ruolo in termini di disconnessione giocato dalla fascia di conoidi coalescenti generata dai bacini R_01 e R_02. Questi due bacini sono stati interessati dalle colate di maggior magnitudo durante l'evento Vaia, ma la disconnessione strutturale indotta dalle estese conoidi ha impedito al sedimento di raggiungere il torrente Liera. In contrasto, i bacini in sinistra orografica sono caratterizzati da una forte connessione dovuta al fatto che le conoidi dei bacini in destra hanno costretto il Liera a scorrere a ridosso del versante opposto. Ciò ha consentito un efficace convogliamento nel Liera del detrito trasportato dalle colate originatesi in sinistra orografica in questo settore della valle.

Nel settore più a monte della valle invece si osserva che i sottobacini in destra orografica sono parzialmente disconnessi a causa delle conoidi edificatesi in passato, mentre in destra i bacini sono quasi totalmente connessi fino alla zona di Gares. Durante i rilievi di campo, è stato osservato che molti dei bacini in destra sono ora privi di materiale mobilizzabile (es. canali in roccia). Questo fatto suggerisce che pur essendo caratterizzati da un'elevata connettività potenziale del sedimento, al momento è venuta meno la disponibilità di sedimento necessaria all'innescio di colate detritiche. Analogamente alla mappa riportata in **Figura 33**, in questa immagine si può osservare chiaramente che l'area delle Pale di San Martino risulta nettamente disconnessa rispetto alla porzione del bacino a valle del salto morfologico della cascata delle Comelle (**Figura 34**).



Figura 34. Area parzialmente disconnessa nel settore sinistro delle Pale di San Martino.

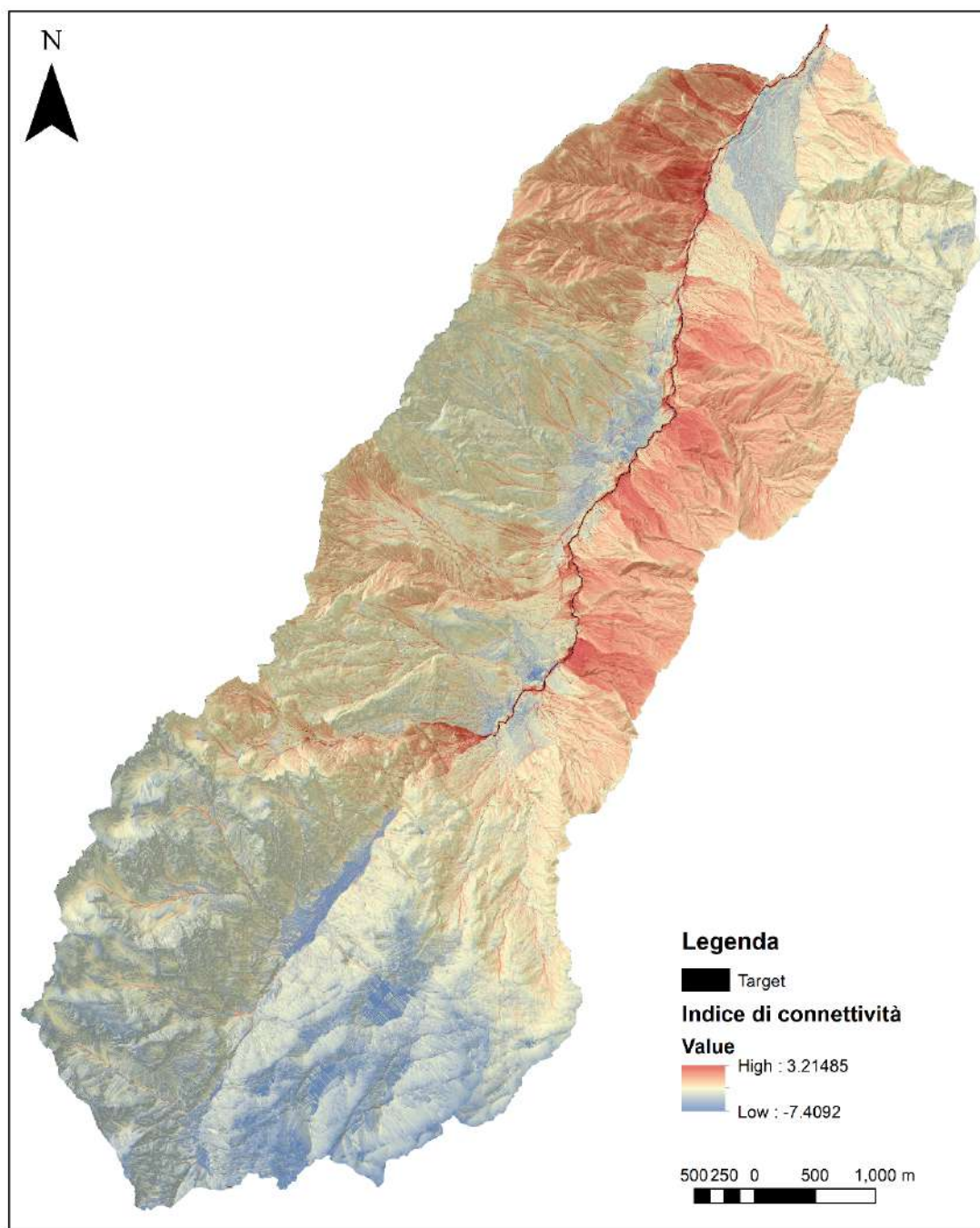


Figura 35. Mappa di connettività del bacino del Torrente Liera considerando il corso d'acqua principale come target di riferimento.

4.2 Bacino del Torrente Ansiei (BL)

4.2.1 Inquadramento

La seconda area pilota è ubicata sul versante sinistro della Val d'Ansiei ed è compresa fra il bacino del Gravasecca e quello del Torrente Diebba. In questo settore vallivo, il Torrente Ansiei riceve il contributo laterale di diversi tributari, da monte a valle: Val Gravasecca, Val Giralba, Val d'Ambata, Val Croda rotta, Val Grigna, Val San Rocco, Val Ostera e Val Diebba. Le quote variano dagli oltre 3000 m delle Dolomiti di Sesto (Croda dei Toni, 3090 m) agli 850 m del fondovalle del Torrente Ansiei.

L'area di studio può essere suddivisa in tre distinti settori, caratterizzati da tipologie di assetto geologico-strutturale (Casati et al., 1982) che hanno influenzato l'evoluzione geomorfologica (**Figura 36**).

Questi sono:

- settore settentrionale, dal Gravasecca alla Val d'Ambata;
- settore centrale alle pendici meridionali della Croda da Campo e l'Ajarnola;
- settore meridionale tra la Val Osteria e la Val Diebba.

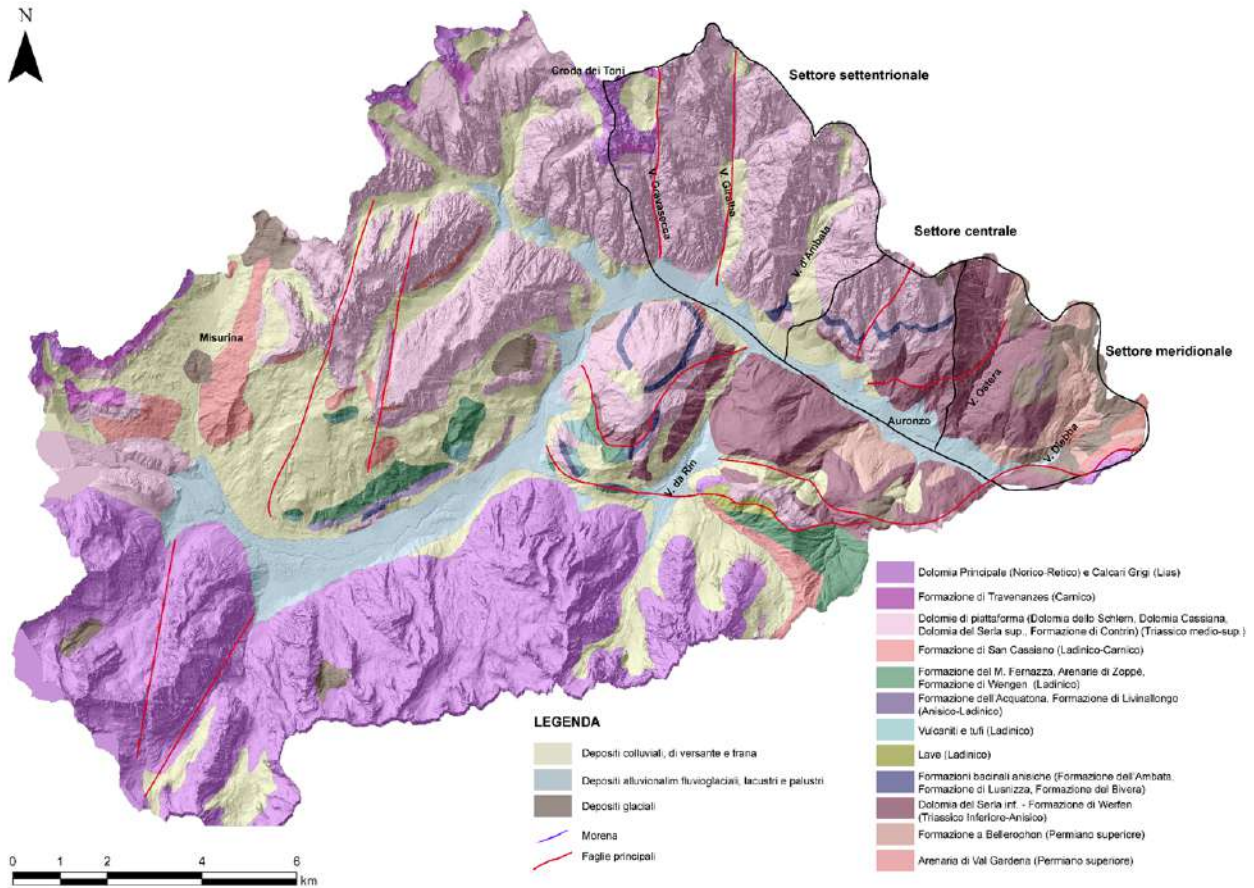


Figura 36. Carta litologica semplificata dell'area di studio del torrente Ansiei.

4.2.2 Base dati

La **Tabella 7** mostra tutti i dati disponibili per eseguire le analisi nelle aree di studio selezionate. Come si può notare dalla tabella, oltre ai documenti messi a disposizione dalla Regione Veneto, sono stati effettuati dei voli con drone utili per un monitoraggio delle variazioni morfologiche di tre aree sorgenti di sedimento nel bacino del torrente Giralba, in collaborazione con il progetto INADEF – Università di Udine. Come per la Val Gares il database cartografico è stato gestito mediante i software ArcGis 10.3 e QGIS. Nel bacino dell'Ansiei, la base dati topografica di riferimento (non esiste un rilievo LiDAR postevento) è stata generata, analogamente al dataset topografico pre-evento di Val Gares, mediante fusione dei DTM 2010 e 2015. Al fine di rimuovere le striature dal dato originale si è optato per un approccio meno integrale rispetto a quello citato in precedenza proprio in ragione dell'assenza di un rilievo post-evento e quindi dell'impossibilità di condurre analisi distribuita di variazioni topografiche.

In particolare, è stato applicato un filtraggio passa basso per la riduzione del rumore e delle graffiature, unitamente alla generalizzazione della risoluzione producendo un DTM di buona qualità con pixel di 3 metri.

In Val d'Ansiei, le aree sorgenti di sedimento pre-Vaia sono state ottenute tramite l'analisi dell'ortofoto 2015; dato che non è disponibile un volo post-evento, la mappatura post-VAIA è stata realizzata tramite lo studio dell'immagine satellitare 2020 SENTINEL (10 m), progetto multi-satellite nell'ambito del programma Copernicus.

Durante i rilievi di terreno sono stati effettuati report fotografici di dettaglio delle aree sorgenti mappate, campionamenti per analisi granulometriche e sono state compilate schede tecnico-descrittive delle aree sorgenti sedimento. Le informazioni raccolte sono state archiviate nell'apposita scheda di rilevamento tecnico-descrittiva, sviluppata nel corso del presente progetto e georiferite in ambiente GIS, analogamente a quanto fatto per la Val Gares.

VAL D'ANSIEI				
DATI DISPONIBILI				
LIDAR	Anno	Fonte	Descrizione	File
	2010	Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare	Piani di Volo, Quadro unione, Punti, Tiles DTM.	.asc .shp .xyz
	2015	Regione Veneto	Tiles DTM	.asc
	2019	AVEPA	Fondo valle Ansiei. Attività volo AVEPA, Quadro Unione, Tiles DTM	.shp .asc .tif .laz
ORTOFOTO	1954	Regione Veneto Volo G.A.I.	Quadro unione, OF originali, georiferite, ortorettificate	.shp .tif
	1978	Regione Veneto - Servizio Cartografico	Immagini	.tif
	1996	Regione Veneto - Volo AIMA	Immagini	.ecw .tif
	2000	Regione Veneto	Immagini	.ecw
	2003	Regione Veneto	Immagini	.ecw
	2006	Regione Veneto	Immagini	.ecw
	2009-2010	Fotografie IGM	Volo zona Cadore basso e alto	.tif .gof
	2012	Regione Veneto	Immagini	.ecw
	2015	Regione Veneto	Immagini	.ecw .shp
	2018	Regione Veneto	Immagini	.ecw
	2019	Regione Veneto	Fondo valle	.tif
ALTRI DATI	2015	Progetti interni IRPI – Gruppo Idrogeomorfologia	Geodatabase	.shp pack ArcGis 10.3
	Settembre 2020	Rilievo con drone bacino Giralba - in collaborazione con INADEF SENTINEL	Tre aree sorgenti. Cloud ortomosaico Immag. satellitari	.las .tif .jpg.shp .obs .png .xml .exr .tfs .tif
	Settembre 2021	Rilievo con drone bacino Giralba -Progetti interni IRPI in collaborazione con INADEF	Tre aree sorgenti. Cloud ortomosaico	.las .tif .jpg .mp4 .txt

Tabella 7. Dati disponibili per l'area di studio della Val d'Ansiei.

4.2.3 Inventari multi-temporali delle aree sorgenti di sedimento e rilievi di terreno

Le aree sorgenti di sedimento della Valle d'Ansiei sono state studiate utilizzando un approccio che integra tecniche di telerilevamento, rilevamento di dettaglio di terreno, caratterizzazione dei sedimenti, integrazione ed analisi dei dati ed elaborazione di schede tecniche. In questa area di studio, gli inventari delle aree sorgenti di sedimento sono stati prodotti per i sottobacini di Gravassecà, Giralba, Muri, una serie di bacini minori e Diebba (**Figura 37**). L'analisi foto interpretativa multi-temporale è stata svolta considerando l'ortofoto 2015 e le immagini satellitari Sentinel 2020 per valutare le variazioni morfologiche legate all'evento Vaia. Gli inventari sono stati verificati ed integrati durante i sopralluoghi di terreno.

Analogamente a quanto condotto per il bacino del torrente Liera, anche in questo caso sono stati considerati i campi di precipitazione (Zaramella, 2022) che, come riportato in **Figura 38**, mostrano una minore severità, in termini di cumulate totali, per il bacino dell'Ansiei. In questo caso l'interpolazione dei dati è stata condotta unicamente partendo dal dato pluviometrico, non essendo disponibile il dato radar calibrato per l'area di studio in esame.

Le aree sorgenti di sedimento (**Figura 37**) sono state classificate considerando le seguenti tipologie di aree: bedrock, debris flow channel, debris flow deposit, stream bank erosion, surficial erosion, shallow landslide, rock fall deposit, talus, erosion talus, badland, alluvial channels e deposits, cataclasite outcrop. Le caratteristiche generali di queste categorie sono state già in parte descritte nella sezione precedente; tuttavia, in Val d'Ansiei sono state censite anche nuove tipologie di aree sorgenti di sedimento non presenti nell'area di studio del bacino del torrente Liera.

4.2.4 Determinazione dei volumi di sedimento nei bacini dei torrenti Gravasecca e Giralba

Analisi di maggior dettaglio finalizzate alla determinazione dei volumi mobilizzabili da colate detritiche sono state condotte nei bacini del torrente Gravasecca e del torrente Giralba.

Il bacino del torrente Gravasecca ha una superficie di 2.6 km², una quota massima di 2914 m s.l.m. e una quota minima di 1130 m s.l.m. È costituito quasi interamente da rocce carbonatiche fratturate. Alla testata del bacino affiorano sedimenti molto erodibili, la copertura detritica interessa principalmente la porzione sommitale del bacino.

Il piccolo bacino corrisponde praticamente ad un'unica zona di erosione attiva, impostata parallelamente ad una faglia con direzione nord sud. Questa linea tettonica è accompagnata da numerose altre faglie vicarianti e fratturazione pervasiva, specialmente alla testata del bacino del Gravasecca. In quest'area affiorano lembi tettonizzati di strati argillosi del Carnico alla base della Dolomia Principale. La presenza di brecce tettoniche e lo scalzamento al piede, legato all'attività torrentizia, induce continui franamenti nelle circostanti masse rocciose, originando un esteso dissesto, con forte apporto detritico all'origine dei processi di colata detritica che interessano l'asta principale del corso d'acqua.

Il raccordo con il fondovalle avviene tramite un'estesa conoide di deiezione con una generatrice di lunghezza superiore a 750 m ed un'unghia di oltre 1.5 km, una superficie di 0.17 km², con quota massima di 1130 m s.l.m. e una quota minima di 1063 m s.l.m. e una pendenza media di 9.9°.

La conoide del Gravasecca si raccorda alla conoide del Rio Giralba e a quella della Val Marzon. Verso l'apice e nel corpo centrale della conoide sono molto estesi i depositi delle colate detritiche recenti caratterizzate da detrito grossolano. L'elevata attività del corso d'acqua è spesso causa di interruzioni della viabilità.

Il Giralba è un corso d'acqua a carattere torrentizio che nasce ai piedi del Gruppo del Popera; il bacino ha una superficie di 12.1 km², una costituzione litologica monotona, essendo rappresentato prevalentemente da rocce carbonatiche e dolomitiche massicce. Alcuni livelli di rocce marnose maggiormente erodibili (Formazione di Travenanzes) affiorano in modo assai limitato e frammentario presso la forcella Giralba ed il Monte Giralba di sopra.

La copertura sciolta è assai estesa ed è rappresentata da conoidi e falde di detrito carbonatico. Le rocce calcaree e dolomitiche mostrano evidenti fasce di cataclasi legate a faglie, facile preda degli agenti atmosferici. Molto frequenti sono le conoidi detritiche attive, con erosione lineare o caratterizzate da estese superfici di ri-mobilizzazione di detrito.

Il corso principale tra i 1600 m s.l.m. e i 1400 m s.l.m. genera numerose frane per scalzamento al piede sui terreni sciolti delle sponde fino a raggiungere una vasta area a bassa pendenza (**Figura 39**) che funge da elemento di disconnessione del sedimento, prima di riprendere il suo carattere torrentizio fino a raggiungere il torrente Ansiei. Lungo l'asta principale vi sono depositi chiaramente stratificati indicativi di processo di trasporto solido distintamente selettivo intercalati ad altri depositi più massivi. Il torrente Giralba sbocca nella valle dell'Ansiei nell'omonima località, tramite una conoide di deiezione con pendenza media di 4.4° . La conoide ha una superficie di 0.3 km^2 ed è interessata principalmente da processi torrentizi classificabili come piene di detrito (debris flood). Ciononostante, non può essere escluso l'accadimento di colate detritiche nella parte apicale del conoide (Cavalli et al., 2015).

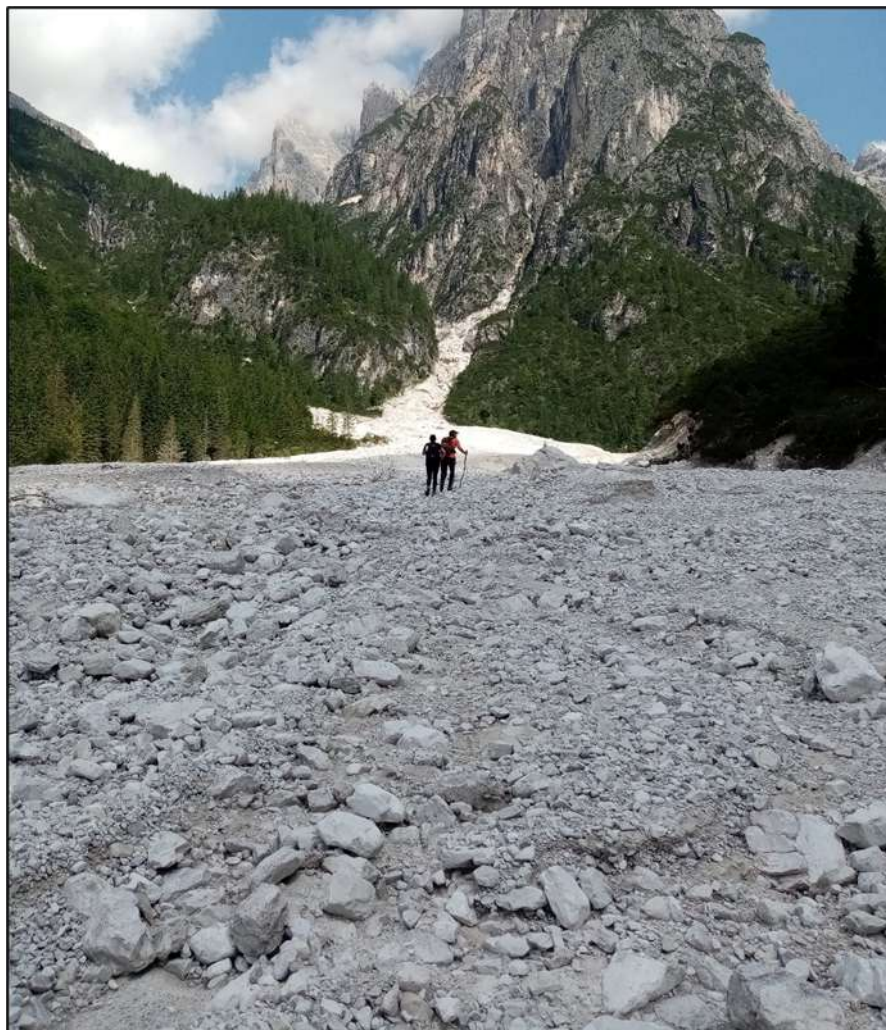


Figura 39. Area a bassa pendenza del torrente Giralba (area di deposito e disconnessione del sedimento).

Il volume suscettibile di essere mobilizzato da colate detritiche nei due bacini sopra descritti è stato determinato utilizzando la metodologia descritta nel capitolo 2, in particolare integrando: i) rilievi di terreno; ii) analisi di connettività mediante applicazione dell'indice di connettività, iii) inventari delle aree sorgenti di sedimento ottenute da fotointerpretazione; iv) metodo su base geomorfologica proposto da Hungr et al. (1984).

In Hungr et al. (1984) si precisa che l'approccio è applicabile in bacini di superficie non superiore a 3 km²; per bacini di maggiore estensione viene consigliato l'uso di espressioni simili ma che considerano la larghezza dell'alveo, misurata direttamente o espressa tramite il valore dell'area contribuyente. Si è provveduto ad utilizzare questo metodo anche per il bacino del torrente Giralba, considerando distintamente la porzione di bacino connessa e che effettivamente contribuisce all'apporto di materiale detritico nel torrente Ansiei e quella disconnessa nella porzione superiore del bacino.

La determinazione su base geomorfologica dei volumi detritici mobilizzabili è stata condotta tenendo conto delle evidenze di terreno sulle caratteristiche (acclività, presenza e tipologia del sedimento) dei canali e delle aree sorgenti di sedimento potenzialmente interessate alla mobilizzazione del sedimento. La **Figura 40** presenta la classificazione dei tratti di asta torrentizia in relazione agli apporti detritici mobilizzabili nei bacini del torrente Giralba e Gravasecca. Nel bacino del torrente Gravasecca molti tratti sono stati assegnati alla categoria A, in quanto sono tratti in roccia, ad elevata pendenza e che non presentano grandi quantità di materiale sciolto disponibile. Il torrente Giralba, che è un torrente prevalentemente da debris flood, è stato suddiviso in due sottobacini separati dalla grande area di disconnessione a bassa pendenza dove la maggior parte del materiale proveniente da monte viene stoccato. Nella parte superiore del bacino, "Giralba parte alta", i valori più elevati sono stati assegnati ai canali che incidono i talus, dove la disponibilità di sedimento è molto elevata. Anche in questo sottobacino molti canali sono scavati in roccia e non presentano materiale, o ne presentano molto poco, disponibile al trasferimento.

Per la stima dello scenario 1 è stato assegnato il valore più basso della classificazione di Hungr, mentre per lo scenario 2 sono stati attribuiti i valori più elevati della classe, questi risultati sono stati poi confrontati con la formula di Marchi et al. (2019) per il 99° percentile.

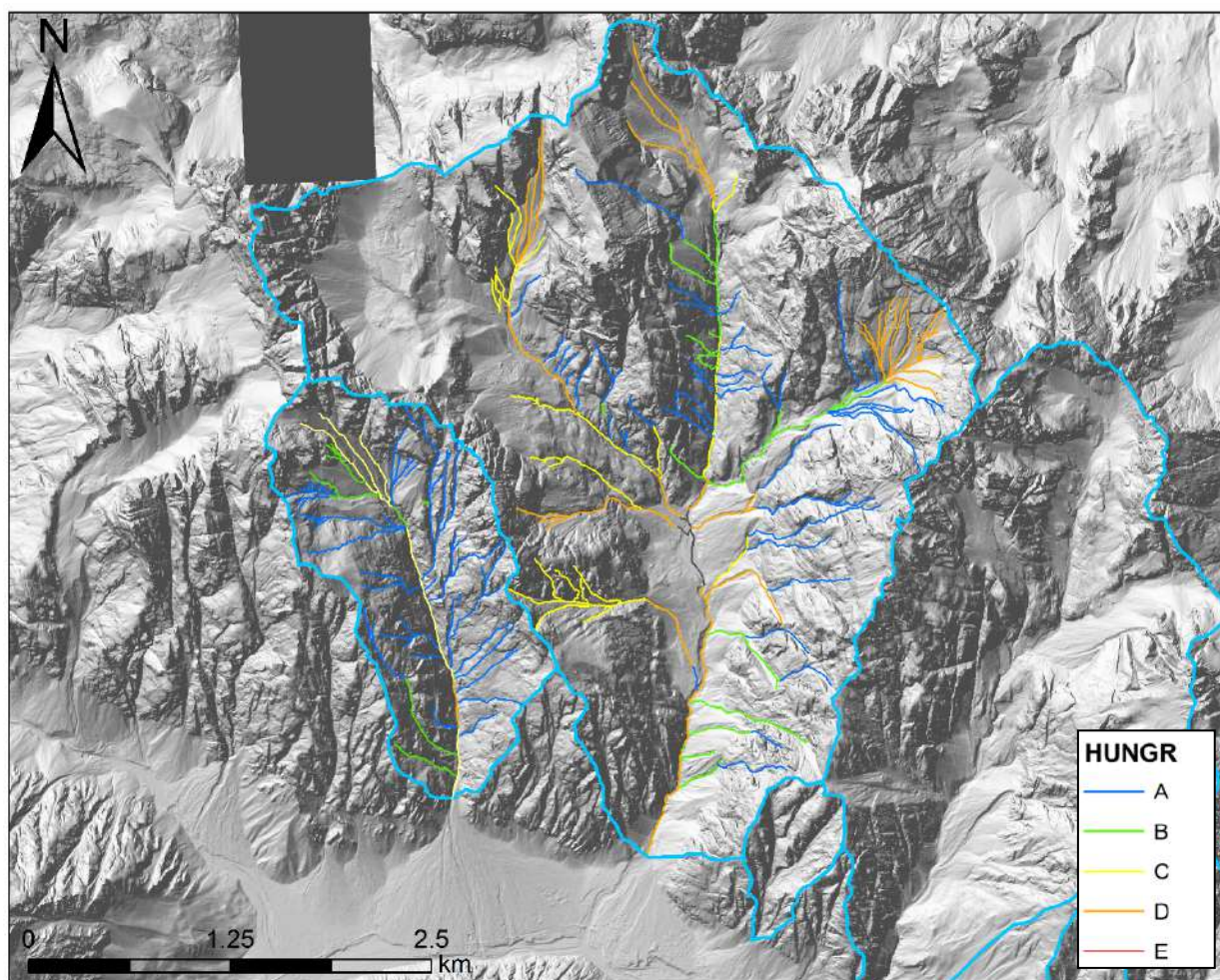


Figura 40. Classificazione di Hungr et al (1984) per i bacini del Giralba e del Gravasecca.

Bacino	Volume scenario 1 (m ³)	Volume scenario 2 (m ³)	V99 (Marchi 2019)
Gravasecca	72312	207954	194272
Giralba – parte alta	331193	716504	700446
Giralba - parte bassa	112528	221099	249283
Giralba - totale	443721	933603	949728

Tabella 8. Determinazione dei volumi di detrito mobilizzabili valutati su base geomorfologica.

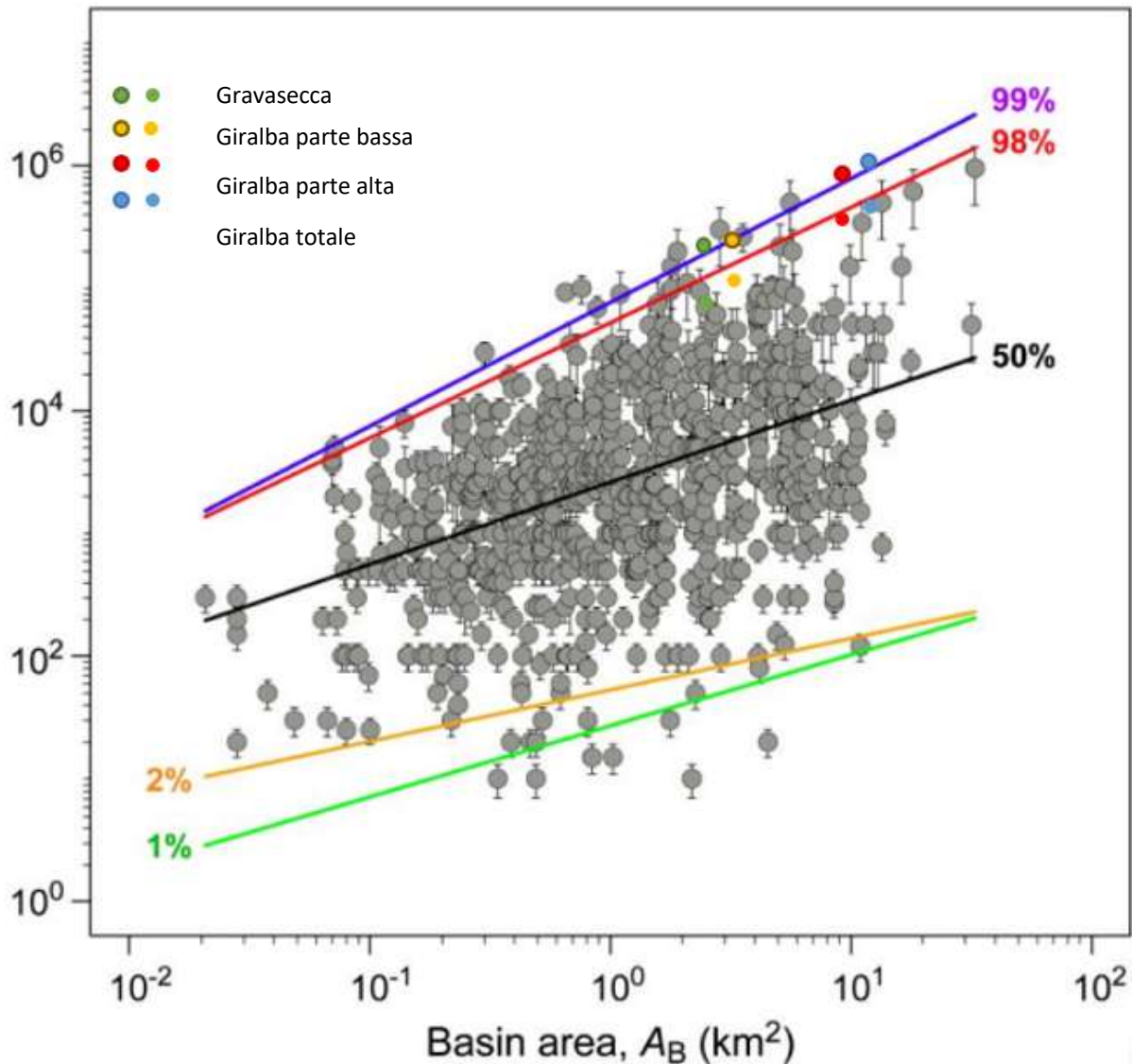


Figura 41. Confronto fra le valutazioni di terreno dei volumi detritici mobilizzabili nel bacino del torrente Gravasecca, Giralba parte bassa e Giralba parte disconnessa ed eventi storici documentati nell'Italia Nord-orientale. I punti cerchiati con tonalità più scura rappresentano lo scenario 2, mentre i puntini semplici rappresentano lo scenario 1.

I valori ottenuti sono stati riportati nello scatterogramma di Marchi et al (2019) che comprende colate detritiche che si sono verificate nelle Alpi nord-orientali. I volumi determinati per lo scenario 1 ricadono in prossimità della linea corrispondente al 98° percentile, mentre i valori per lo scenario 2 ricadono nella linea del 99° percentile. In generale, il fatto che una stima dei volumi solidi mobilizzabili rientri nel campo di variazione degli eventi storicamente censiti è un elemento a favore dell'affidabilità della stima stessa.

Ringraziamenti

Gli autori del presente report desiderano ringraziare il Dr. Alessandro Pasuto (CNR IRPI) per la collaborazione nella creazione della carta geomorfologica del bacino del Torrente Liera, il Dr. Francesco Marra (CNR ISAC) per la collaborazione alle analisi delle precipitazioni di Vaia nelle aree pilota e la Dr. ssa Sara Cucchiaro e il Prof. Federico Cazorzi, dell'HydroLab dell'Università di Udine e capofila del progetto ITA-AUT INADEF, per la preziosa collaborazione nel monitoraggio mediante UAV di tre aree sorgenti di sedimento nell'area pilota della Val d'Ansiei. Si ringraziano inoltre il colleghi Dr. ssa Gabriella Boretto, Dr. Giacomo Tedesco e Dr. Alessandro Sarretta per il supporto alle attività di terreno.

Riferimenti bibliografici

- Abbà, T., 2019. La Geologia del Veneto. Vol. I, CAI, Fond. Berti, Duck Ed
- Aulitzky, H., 1982. Preliminary two-fold classification of torrents. *Mitteilungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt*, 144, 243-256.
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *CATENA* 75, 268-277.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
- Bosellini, A., Castellarin, A., Doglioni, C., Guy, F., Lucchini, F., Perri, M.C., Rossi, P.L., Simboli, G., Sommariva, E., 1982. Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. In: A. Castellarin e G.B. Vai (a cura di), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. Reg. Soc. Geol. It. pp. 189-210.
- Bosellini, A., Ferri, R., 1980. La Formazione di Livinallongo (Buchenstein) nella Valle di San Lucano (Ladinico inferiore, Dolomiti Bellunesi). *Ann. Univ. Ferrara (N.S.) Sez. 9, Sc. Geol e Paleont.*, 6/5, pp. 63-89.
- Bosellini, A., Rossi, D., 1974. Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. In: L.F. Laporte (Ed.), *Reefs in time and space*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 18, pp. 209-233.
- Brardinoni F. e Cavalli M., 2012. Classification Scheme for Colluvial Sediment Sources. Technical note progetto SedAlp, pp. 2.
- Brardinoni, F., Slaymaker, O., Hassan, MA. 2003. Landslide inventory in a rugged forested watershed: a comparison between air-photo and field survey data. *Geomorphology* 54: 179-196. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00355-0
- Brardinoni, F., Hassan, M.A., Rollerson, T., Maynard, D. 2009. Colluvial sediment dynamics in mountain drainage basins. *Earth and Planetary Science Letters* 284: 310-319. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.05.002
- Brenna, A., Surian, N., Ghinassi, M., Marchi, L., 2020. Sediment-water flows in mountain streams: Recognition and classification based on field evidence. *Geomorphology*, 371, 107413, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107413>
- Brochot, S., Marchi, L., Lang, M., 2002. L'estimation des volumes des laves torrentielles: méthodes disponibles et application au torrent du Poucet (Savoie). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61(4), 389-402.
- Casati, P., Jadoul, F., Nicora, A., Marinelli, M., Sestini, N., Fois, E., 1982. Geologia della Valle del fiume Ansiei e dei gruppi M. Popera-Tre Cime di Lavedo (Dolomiti orientali), *Rivista Italiana di paleontologia e stratigrafia*, 87, pp. 371-510.
- Castiglioni G.B., 1964. Sul morenico stadiale nelle Dolomiti. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 24, pp.1-16.

- Castiglioni, B., 1939. Il Gruppo delle Pale di San Martino e valli limitrofe. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 13, pp. 1-101.
- Castiglioni, G.B., 1996. Geomorfologia, UTET.
- Cavalli, M., Crema, S., Viero, A., Marchi, L., 2015. Convenzione tra la Regione del Veneto e il Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica per “Attività di studio sulle conoidi con sviluppo di una metodologia di raccolta dati e loro applicazione su aree test”, Difesa del suolo, Regione Veneto, p. 96.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology, Sediment sources, source-to-sink fluxes, and sedimentary budgets* 188, 31–41. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007>
- Church, M., Jakob, M., 2020. What is a debris flood? *Water Resour. Res.* 56 (8) <https://doi.org/10.1029/2020WR027144>.
- Costa, J.E., 1984. Physical Geomorphology of Debris Flows. *Developments and applications of Geomorphology*. Edited by J. E. Costa, Fleisher P. J., Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg, 268-317.
- Coussot, Ph., Meunier, M., 1996. Recognition, classification, and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews* 40, 209-227.
- Crema, S., Cavalli, M., 2018. SedInConnect: A stand-alone, free and open-source tool for the assessment of sediment connectivity. *Computers and Geosciences*, 184, pp. 11-126.
- Crema, S., Llena, M., Calsamiglia, A., Estrany, J., Marchi, L., Vericat, D., Cavalli, M., 2020. Can inpainting improve digital terrain analysis? Comparing techniques for void filling, surface reconstruction and geomorphometric analyses. *Earth Surface Processes and Landforms* 45, pp. 736–755.
- Cucchiaro, S., Maset, E., Cavalli, M., Crema, S., Marchi, L., Beinat, A., Cazorzi, F., 2020. How does co-registration affect geomorphic change estimates in multi-temporal surveys? *GIScience Remote Sens.* 57, pp. 611–632.
- Guzzetti, F, Mondini, AC, Cardinali, M, Fiorucci, F, Santangelo, M, Chang, K-T. 2012. Landslide inventory maps: new tools for an old problem. *Earth-Science Reviews* 112: 42–66. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.02.001
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., Hutchinson, J.N., 2001. Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7, 221-238.
- Hungr, O., Morgan, G.C., Kellerhals, R., 1984. Quantitative analysis of debris torrent hazard for design of remedial measures. *Canadian Geotechnical Journal* 21 (4), 663-677.
- Jackson, L.E., Kostaschuck, R.A., MacDonald, G.M., 1987. Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. *Geol. Soc. of America, Rev. in Engineering Geology*, 7, 115-124.

- Jenks, G.F., 1967. The Data Model Concept in Statistical Mapping, in: *International Yearbook of Cartography* 7: 186-190.
- Johnson, A.M., Rodine, J.R., 1984. Debris flow. In Brunsden, D., Prior, D.B., eds., *Slope Instability*, John Wiley & Sons, New York, 257-361.
- Lucianetti, G., Cianfarra, P., Mazza, R., 2017. Lineament domain analysis to infer groundwater flow paths: clues from the Pale di San Martino fractured aquifer, Eastern Italian Alps. *Geosphere*, 13, pp.1729-1746.
- Macchi, G., Crema, S., Arzilliero, L., Boretto, G., De Fanti, B., Marchi, L., Monegato, G., Cavalli, M., 2022a. Assessing debris-flow activity and geomorphic changes caused by an extreme rainstorm: the case study of the Liera catchment (Dolomites, northeastern Italy). *Rendiconti online della Società Geologica Italiana*, 58, 2-8. doi: 10.3301/ROL.2022.13
- Macchi, G., Monegato, G., Pasuto, A., Boretto, G., Crema, S., Marchi, L., Cavalli, M., 2022b. Geomorphological map of the Liera catchment (Dolomites, NE Italy) as a support for understanding the landscape response to an extreme event. Under review in *Journal of Maps*.
- Marchi, L., Arattano, M., Deganutti, A.M., 2002. Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology*, 46(1/2), 1-17.
- Marchi, L., Brunetti, M.T., Cavalli, M., Crema, S., 2019. Debris-flow volumes in northeastern Italy: relationship with drainage area and size probability. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(4), 933-943, doi: 10.1002/esp.4546
- Marchi, L., Cavalli, M., 2005. Riconoscimento dei processi torrentizi in area di conoide e scenari di intensità. In: *La prevenzione del rischio idrogeologico nei piccoli bacini montani della regione: esperienze e conoscenze acquisite con il progetto CATCHRISK*. Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia – Direzione centrale risorse agricole, naturali, forestali e montagna – Servizio territorio montano e manutenzioni, 113-143.
- Marchi, L., D'Agostino, V., 2004. Estimation of debris-flow magnitude in the Eastern Italian Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (2), 207-220.
- Meneghel, M., Sauro, U., 2006. Dolines of karstic and periglacial origin in the high mountain karst of Pale di San Martino plateau (Dolomites). *Z. Geomorph. N.F.*, 50, pp. 63-76.
- Meunier, M., Rickenmann, D., Rahuel, J.L., 2000. Workshop 3 - Torrential hazard – General. In: Gillet, F., Zanolini F. (Eds.). *Risques naturels en montagne (Mountain natural hazard)*, Cemagref Éditions, 329-333.
- Pellegrinon, B., Fenti, V., Andrich, O., Pellegrini, G.B., 1984. Garès, *Rivista C.A.I. Sezione Agordina*, 10.
- Pierson, T.C., Costa, J.E., 1987: A rheologic classification of subaerial sediment - water flows. *Geol. Soc. of America, Rev. in Engineering Geology*, Vol. 7, 1-12

- Posenato, R., 2019. The end-Permian mass extinction (EPME) and the Early Triassic biotic recovery in the western Dolomites, Italy: The Anisian Latemar and Carnian Sella platforms compared. AAPG Bull.
- Sarti, M., Ardizzoni, F., 1984. Tettonica Triassica nel gruppo di Cima Pape – Pale di Sanson. Mem. Sc. Geol., 36, pp. 353-370.
- Sibson, R., 1981. A brief description of natural neighbor interpolation. In: Barnett V, ed. Interpreting multivariate data. Chichester: Wiley, pp. 21–36.
- Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. Water Resour. Res. 33, 309–319. <https://doi.org/10.1029/96WR03137>
- US Geological Survey, 2004. Landslide Types and Processes, Fact Sheet 2004-3072.
- van Westen, CJ, van Asch, TWJ, Soeters, R. 2006. Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult? Bulletin of Engineering Geology and the Environment 65: 167–184. DOI: 10.1007/s10064-005-0023-0
- Varnes, D.J., 1978. Slide movement types and processes. Landslides, Analysis and Control, Transportation Research Board, Special Report No. 176, National Academy of Sciences, 11-33.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. Earth Surf. Process. Landf. 35, 136–156. <https://doi.org/10.1002/esp.1886>
- Zampieri, D., 1987. Le piattaforme carbonatiche triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti): Memorie di Scienze Geologiche, v. 39, pp. 73–83.
- Zaramella, M., Dallan, E., Marchi, L., Marra, F., Cavalli, M., Crema, S., Borga, M., 2002. Characterization of the flood response to the Vaia storm (October 27th-30th, 2018) in a catchment of the Eastern Italian Alps. In preparation for Journal of Hydrometeorology.