



**UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI TRIESTE**

**UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI UDINE**



**Dottorato di Ricerca Interateneo in  
Ingegneria Civile–Ambientale e Architettura**

Curriculum: Ingegneria Civile-Ambientale  
Settore Scientifico Disciplinare: ICAR/01  
XXXV Ciclo

**ANALISI DEI PROCESSI DI INNESCO DELLE COLATE  
DETRITICHE FINALIZZATE ALLO STUDIO DELLE  
DINAMICHE DI PROPAGAZIONE**

**DOTTORANDA  
VERONICA ZORATTI**

**COORDINATORE  
PROF. ALBERTO SDEGNO**

**SUPERVISORE DI TESI  
PROF. ING. MARCO PETTI**

**CO-SUPERVISORI DI TESI  
ING. SILVIA BOSA  
PROF. ING. ELISA ARNONE**

**ANNO ACCADEMICO 2021/2022**

# Sommario

Il lavoro riguarda l'implementazione di una catena modellistica per l'analisi delle colate detritiche in grado di simulare sia l'evento critico di innesco di precipitazione, attraverso modelli idrologici di piena, che la successiva propagazione a valle del materiale già distaccato posto in alveo, attraverso la modellazione idrodinamica.

Gli aspetti di tale modellazione affrontati nella tesi riguardano: (i) la calibrazione e validazione di un modello idrologico finalizzato alla stima della portata liquida in bacini montani, spesso caratterizzati da mancanza di misure o dati poco attendibili; (ii) la stima della portata solida a partire dalla portata liquida; (iii) la scelta di un modello reologico per la corretta caratterizzazione della miscela solido-liquida; (iv) la verifica di un modello di propagazione che tenga conto delle pendenze ripide tipiche degli alvei torrentizi, di un idoneo modello reologico e di un criterio di arresto.

Il *framework* modellistico è costituito dal modello idrologico semi-distribuito *GEOframe-NewAge*, qui adottato per la prima volta ad una scala temporale di 5 minuti, adeguata a catturare gli eventi meteorici intensi che causano l'innesco; dal modello idrodinamico *in-house* *DAM\_DEBRIS*, che integra le classiche equazioni alle acque basse, appositamente modificate per tener conto delle alte pendenze di cui sono caratterizzati i bacini montani. *DAM\_DEBRIS* permette la scelta fra diverse leggi reologiche per la caratterizzazione della miscela e comprende un criterio di arresto della colata.

L'area di studio analizzata è la parte montana del bacino del fiume Fella (Alpi Giulie), situato nella parte nord-est della regione Friuli Venezia Giulia. Quest'area, infatti, è altamente suscettibile a fenomeni di colate detritiche in virtù sia delle caratteristiche geomorfologiche che di quelle pluviometriche, con precipitazioni particolarmente abbondanti ed intense. I risultati della modellazione idrologica hanno dimostrato l'attendibilità degli idrogrammi simulati anche in sezioni non strumentate. Relativamente alla parte idrodinamica, primi test effettuati su prove di laboratorio hanno mostrato risultati incoraggianti nell'ottica di una sua applicazione al caso reale. La disponibilità di un simile strumento modellistico, potrà permettere lo studio di possibili scenari futuri indotti, per esempio, dall'intensificarsi di eventi meteorici particolarmente estremi, fornendo un ulteriore strumento per una efficiente pianificazione territoriale.

# Abstract

The work of this thesis aims at implementing a hydro-morphodynamic modelling framework for debris flow analysis capable of simulating both the precipitation triggering event, through the hydrological modeling, and the subsequent downstream propagation of debris flow, through the hydrodynamic modeling.

The aspects addressed in the thesis concern: (i) the calibration and validation of an hydrological model in mountain basins, often characterized by scarcity of measurements or unreliable data; (ii) the estimation of solid hydrograph from the liquid one; (iii) the choice of a rheological model to characterize the solid-liquid mixture; and (iv) the implementation of a propagation model, which takes into account the steep slopes typical of river beds, and a runout criterion.

The framework consists of the semi-distributed hydrologic model GEOframe-NewAge, here adopted for the first time at a 5-minute time-step, which is adequate to capture the intense precipitation events that trigger the debris flowing; the in-house hydrodynamic model DAM\_DEBRIS, which integrates the classical shallow water equations, here modified to account for the steep slopes of mountains basins. In addition, an appropriate runout criterion was implemented, and multiple rheological laws were compared for the mixture characterization.

The study area is the mountainous side of the Fella River basin (across the Julian Alps), located in the northeastern part of the Friuli Venezia Giulia region. This area is highly susceptible to debris flow phenomena due to both geomorphologic and rainfall characteristics, characterized by abundant and intense precipitations. The results of the hydrological modeling demonstrated the reliability of the simulated hydrographs in ungauged areas. With regard to the hydrodynamic part, first numerical tests carried out on laboratory tests showed encouraging results with a view to its application to the real case.

The availability of such a modeling tool, may allow the study of possible future scenarios induced, for example, by the intensification of extreme weather events, providing an additional tool for an efficient territorial planning.

# Indice

<b>1</b>	<b>Introduzione.....</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Le colate detritiche.....</b>	<b>5</b>
2.1	Il fenomeno delle colate detritiche .....	5
2.1.1	Fattori di innesco.....	8
2.1.2	Eventi storici di colata detritica.....	9
2.1.2.1	Eventi di colata detritica in Italia.....	11
2.1.2.1.1	Situazione in Friuli-Venezia Giulia .....	13
2.2	Meccanica delle colate detritiche .....	19
2.3	Classificazione .....	21
2.3.1	Classificazione delle frane .....	21
2.3.2	Classificazione dei debris-flow .....	22
2.4	Reologia delle colate detritiche .....	26
2.5	Metodologie di analisi .....	30
2.5.1	Monitoraggio .....	30
2.5.2	Metodi empirici .....	32
2.5.3	Metodi deterministici .....	38
2.5.3.1	Componente idrologica.....	40
2.5.3.2	Componente Idrodinamica.....	42
<b>3</b>	<b>Modellazione “idro-morfodinamica” delle colate detritiche .....</b>	<b>45</b>
3.1	Approccio numerico per lo studio di un evento di colata detritica.....	45
3.2	Modellazione idrologica .....	47
3.2.1	Modello idrologico GEOframe-NewAge .....	47

---

3.2.1.1	Interpolazione spaziale .....	48
3.2.1.2	Analisi geomorfologica .....	50
3.2.1.3	Precipitazione e scioglimento della neve.....	51
3.2.1.4	Vegetazione.....	53
3.2.1.5	Zona radicale .....	54
3.2.1.6	Deflusso superficiale.....	54
3.2.1.7	Acque sotterranee .....	55
3.2.1.8	Propagazione dell'onda di piena.....	55
3.2.1.9	Parametri idrologici del modello GEOframe-NewAge.....	56
3.2.1.10	Calibrazione del modello idrologico.....	57
3.2.1.11	Metriche di valutazione .....	59
3.3	Idrogramma solido-liquido .....	60
3.4	Modello idrodinamico DAM_DEBRIS.....	64
3.4.1	Condizioni iniziali e condizioni al contorno .....	69
<b>4</b>	<b>Caso studio: modellazione idrologica.....</b>	<b>71</b>
4.1	Introduzione .....	71
4.2	Inquadramento geografico .....	71
4.3	Indagini in sito.....	74
4.4	Dati topografici e rete idrometeorologica.....	77
4.5	Analisi preliminari delle serie idro-meteorologiche.....	80
4.6	Derivazione della scala delle portate .....	83
4.7	Set-up delle simulazioni idrologiche.....	88
4.7.1	Individuazione delle condizioni iniziali.....	90
4.7.2	Interpolazione spaziale .....	92
4.7.3	Analisi di sensitività dei parametri in GEOframe-NewAge.....	94
4.8	Risultati.....	96
4.8.1	RunA .....	96
4.8.2	RunB.....	98
<b>5</b>	<b>Caso studio: modellazione idrodinamica e idrogramma solido-liquido.....</b>	<b>103</b>
5.1	Introduzione .....	103
5.1.1	Descrizione dei test di laboratorio.....	103
5.1.2	Scelta dei parametri .....	105
5.2	Calibrazione di DAM_DEBRIS .....	107
5.2.1	Risultati.....	108
5.2.1.1	Modello reologico di Herschel-Bulkley .....	108
5.2.1.2	Modello reologico di Voellmy.....	111

---

5.2.1.3	Modello reologico quadratico .....	113
5.3	Validazione di DAM_DEBRIS.....	115
5.3.1	Risultati.....	116
5.3.1.1	Modello reologico di Herschel-Bulkley .....	116
5.3.1.2	Modello reologico di Voellmy.....	117
5.3.1.3	Modello reologico quadratico .....	119
5.4	Analisi preliminari per sviluppi futuri .....	120
5.4.1	Idrogramma solido-liquido del sottobacino del torrente Uque .....	121
<b>6</b>	<b>Conclusione e sviluppi futuri.....</b>	<b>127</b>
	<b>Appendice A: Metodo ai Volumi Finiti (MVF).....</b>	<b>131</b>
	<b>Appendice B: Solutore HLLC .....</b>	<b>135</b>
	<b>Indice delle figure.....</b>	<b>137</b>
	<b>Indice delle tabelle .....</b>	<b>145</b>
	<b>Sitografia.....</b>	<b>149</b>
	<b>Bibliografia.....</b>	<b>151</b>

---

# Capitolo 1

## Introduzione

Le colate detritiche (chiamate anche *debris-flow*) sono fenomeni naturali in grado di arrecare gravi danni a cose e persone. Sono miscele bifase costituite da una fase fluida, costituita prevalentemente da acqua, e da una fase solida, costituita da materiale granulare. Inoltre, avvengono in ambiente montano e si innescano principalmente a seguito di eventi di precipitazione abbondante e/o di forte intensità.

L'Italia è uno dei paesi maggiormente colpiti da fenomeni di colate detritiche; vi è, quindi, la necessità di studiare il processo evolutivo del fenomeno, per poter valutare gli impatti che hanno avuto, hanno e avranno sulle infrastrutture del nostro territorio montano in modo da prevenire e/o mitigare i danni che possono causare.

La regione Friuli-Venezia Giulia (FVG) è particolarmente vulnerabile ai fenomeni di *debris-flow* in quanto è una regione caratterizzata da precipitazioni particolarmente abbondanti ed intense che, insieme agli aspetti morfologici e geologici dell'ambiente montano alpino, la rendono altamente suscettibile a colate detritiche.

L'analisi delle colate detritiche può essere condotta ricorrendo a metodi empirici, quali quelli basati su soglie pluviometriche di innesco, o metodi deterministici, che si basano sulla simulazione dei processi fisici a partire dall'evento meteorico di innesco, fino alla propagazione e arresto della colata. Nell'ambito di quest'ultimi metodi, in letteratura sono stati sviluppati approcci multidisciplinari costruiti su basi idrologiche, geotecniche e idrauliche che consentono uno studio completo del fenomeno, che analizza le molteplici forze in gioco. Tuttavia, l'utilizzo di simili modelli presenta diverse problematiche relative alla disponibilità di dati necessari per la calibrazione e validazione del modello o dei modelli utilizzati, soprattutto in siti orograficamente

---

complessi e non strumentati. Inoltre, si dovrà valutare anche l'onere computazionale richiesto.

In questo contesto, l'obiettivo generale del presente lavoro di tesi riguarda l'implementazione di una catena modellistica per lo studio delle colate detritiche, in grado di simulare l'evento critico di innesco, attraverso un modello idrologico, e la successiva propagazione a valle del materiale già distaccato posto in alveo, attraverso un modello idrodinamico. La disponibilità di tale strumento modellistico potrebbe essere di supporto, per esempio, per una efficiente previsione e pianificazione territoriale. In particolare, per la componente idrologica si è considerato il modello semi-distribuito *GEOframe-NewAge* e per la componente idraulica, invece, il modello idrodinamico *DAM\_HYD* da cui è stato derivato il modello *DAM\_DEBRIS*.

Il caso studio individuato è quello del bacino del fiume Fella, in FVG, situato nella parte nordorientale della regione, nelle Alpi Giulie. In particolare, si analizzerà nel dettaglio l'area del sottobacino del torrente Uque a Ugovizza (UD), dove il 29 agosto 2003 un evento meteorico convettivo a mesoscala ha innescato numerose frane superficiali e diffuse colate detritiche, causando anche vittime, oltre a ingenti danni economici. A seguito dell'evento, nell'area di studio sono state installate stazioni idrometeorologiche per il monitoraggio sia delle precipitazioni che delle altezze idrometriche. Tuttavia, le zone più a monte e maggiormente suscettibili ai fenomeni di colata possono risultare ancora scoperte. In quest'ottica, il modello idrologico scelto è particolarmente adatto all'analisi di bacini non strumentati, ed è in grado di fornire la risposta idrologica (in termini di idrogramma liquido) in una qualsivoglia sezione di interesse. L'idrogramma liquido costituisce uno dei dati di input per la modellazione idrodinamica, insieme all'idrogramma della miscela della colata, la cui determinazione si baserà su modelli di tipo empirico.

Il modello idrodinamico che verrà utilizzato è il modello *in house* *DAM\_HYD* che risolve le equazioni bidimensionali alle acque basse attraverso una tecnica ai volumi finiti e già ampiamente testato. In particolare, in questo lavoro, ci si focalizzerà sulla verifica delle nuove routines aggiunte al modello per adattarlo allo studio delle colate detritiche. Nello specifico, si verificheranno le tre leggi reologiche implementate per descrivere al meglio un *debris-flow* ed un opportuno criterio di arresto.

Di seguito vengono delineati i capitoli che costituiscono la presente tesi di dottorato.

Nel *Capitolo 2* viene descritto nel dettaglio il fenomeno fisico, soffermandosi anche sugli eventi storici avvenuti nel mondo, in Italia, ma soprattutto in FVG. Inoltre, vengono descritte le principali metodologie di analisi disponibili in letteratura scientifica.

La descrizione dettagliata dei due modelli considerati nella catena modellistica, ovvero il modello idrologico *GEOframe-NewAge* e il modello idrodinamico *DAM\_DEBRIS*, è riportata nel *Capitolo 3*, insieme alla spiegazione degli approcci presenti in letteratura per la determinazione dell'idrogramma solido-liquido della miscela.

Il *Capitolo 4* e il *Capitolo 5* sono dedicati al caso studio, e quindi all'applicazione della modellazione idrologica e della modellazione idrodinamica, discutendo gli aspetti

relativi all'applicazione ed i risultati ottenuti dall'impiego dei due modelli. In particolare, l'applicazione del modello idrodinamico farà riferimento ad un test con dati di laboratorio di letteratura con l'obiettivo di verificare le modifiche apportate ai codici di calcolo. Verranno tuttavia presentati alcune analisi preliminari utili all'applicazione al caso reale oggetto di sviluppi futuri, con particolare riferimento alla derivazione dell'idrogramma solido-liquido che rappresenta il dato di input della modellazione idrodinamica su un caso reale di colata detritica.

Infine, nel *Capitolo 6*, si riportano le conclusioni con i possibili sviluppi futuri riferiti a questo lavoro.



## Capitolo 2

# Le colate detritiche

### 2.1 Il fenomeno delle colate detritiche

Le colate detritiche, note anche con il nome di *debris-flow*, sono fenomeni naturali che avvengono in ambiente montano e si innescano a seguito di un evento di precipitazione di breve durata e forte intensità. Questi fenomeni sono in grado di arrecare danni ingenti a cose e/o persone e sono considerati, tra gli eventi montani, uno dei processi naturali più pericolosi e distruttivi a causa delle loro elevate velocità, delle grandi forze di impatto e delle lunghe distanze di deflusso (Hürlimann et al., 2019).

I valori di velocità che possono raggiungere sono generalmente compresi tra 1 m/s e 10 m/s, ma i *debris-flow* più veloci possono raggiungere anche velocità maggiori di 20 m/s (Major, 1996).

Takahashi (2014) descrive le colate detritiche come un flusso costituito da una miscela di acqua e sedimenti guidato dalla gravità e che raggiunge un'elevata mobilità grazie alla saturazione dei vuoti da parte di acqua e fango.

I *debris-flow* sono miscele costituite da tre componenti principali:

- componente fluida: costituita prevalentemente da acqua, ma anche da materiale solido molto fine che ne rende la densità non uguale a quella dell'acqua pura (Grisotto, 2001; Petti, 2010);
- componente solida: costituita da materiale granulare di diverse dimensioni;

- componente organica: non sempre presente e costituita da alberi e altro materiale che il fenomeno ha travolto durante la propagazione (Grisotto, 2001).

Il percorso su cui si sviluppa un *debris-flow* viene generalmente suddiviso in tre zone (Figura 2.1):

- zona di innesco: costituita da un'area in corrispondenza della sezione di chiusura di un bacino di alimentazione in cui l'erosione prevale sul deposito. È una zona caratterizzata da una pendenza elevata, generalmente maggiore di  $25^\circ$  (VanDine, 1996) e in cui la vegetazione è del tutto assente o comunque, se presente, in scarsa misura.
- zona di trasporto: costituita da un'area, generalmente avente una pendenza compresa fra  $15^\circ$  e  $25^\circ$  (VanDine, 1996), in cui l'erosione e il deposito tendono ad eguagliarsi. L'onda della colata fluisce inglobando ulteriori sedimenti e/o materiale organico che intercetta durante la propagazione;
- zona di arresto: costituita da un'area avente una pendenza minore di  $15^\circ$  (VanDine, 1996) dove si deposita il materiale trasportato dalla colata.

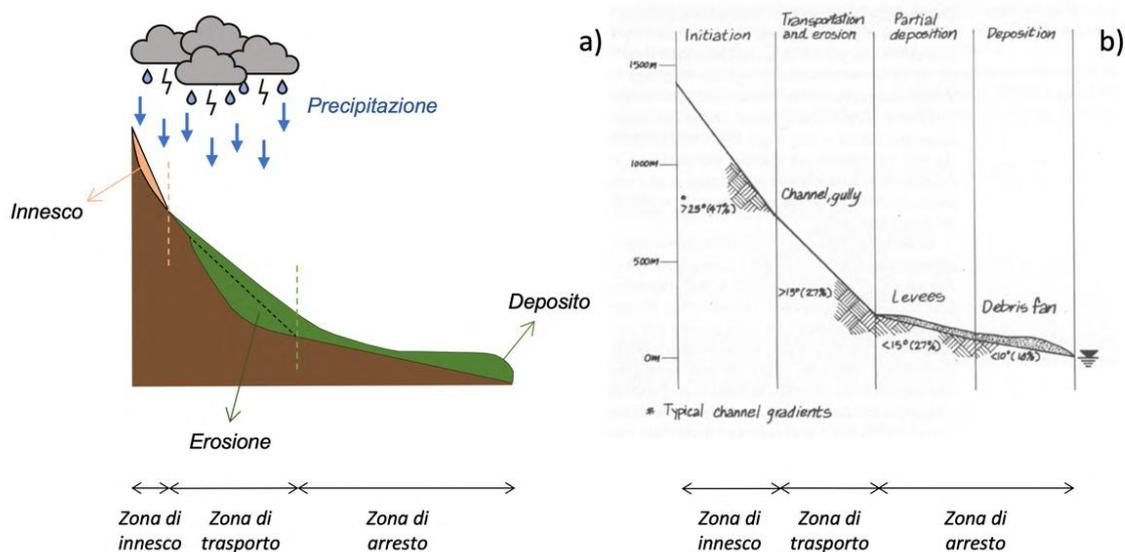


Figura 2.1: Schematizzazione del percorso seguito da una colata (a); Pendenze tipiche dei canali che hanno interessato fenomeni di debris-flow (b) (VanDine, 1996).

Le caratteristiche morfologiche delle colate detritiche sono diverse e dipendono dalle caratteristiche dei detriti come, ad esempio, la concentrazione dei sedimenti o la distribuzione granulometrica, e dalla geometria del canale come, ad esempio, la pendenza, la larghezza e la forma.

La concentrazione dei sedimenti della miscela è uno degli aspetti che maggiormente caratterizza i fenomeni delle colate detritiche (Lien e Tsai, 2003).

Come riportato in Figura 2.2, la concentrazione di sedimento in un flusso detritico uniforme e stazionario con profondità  $h_0$  diminuisce monotonamente in direzione ortogonale al moto, da un valore massimo di  $c_m$  sul fondo ad un valore  $c_h$  in corrispondenza della superficie dell'acqua. In tali flussi, detta  $c$  la concentrazione di sedimenti alla distanza  $y$  ( $0 \leq y \leq h_0$ ) dal letto del canale, questa calerà all'aumentare

del valore di  $y$ . Einstein & Chien (1955), con una serie di esperimenti in un torrente con sabbie, hanno riscontrato che la velocità media aumenta con l'aumentare del contenuto di sedimenti. Essi hanno quindi suggerito che questo possa essere il risultato dello smorzamento della turbolenza causato dalle alte concentrazioni.

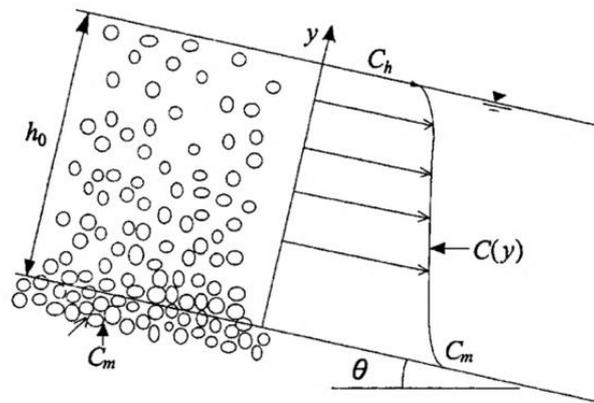


Figura 2.2: Schematizzazione di un flusso detritico su letto erodibile (Lien e Tsai, 2003).

La concentrazione dei sedimenti varia anche longitudinalmente all'interno della colata stessa; gli autori generalmente identificano quattro parti principali (Figura 2.3) (Pierson 1987; Ancey, 2001):

- l'onda iniziale (*precursory surge*): precede il fronte ed è costituito da una miscela a concentrazione più bassa;
- il fronte (*head, bouldery front* o *snout*): è costituito da un flusso avente una maggiore concentrazione di sedimenti di grandi dimensioni. I massi costituenti il fronte rotolano e vengono spinti dal fronte stesso;
- il corpo (*body*): è costituito da un flusso più fluido e turbolento con un'alta concentrazione di sedimenti in sospensione. La maggior parte dei sedimenti si muove in sospensione anche se sono comunque presenti dei massi che si muovono al fondo principalmente per rotolamento, ma che costituiscono un volume notevolmente inferiore rispetto al fronte;
- la coda (*tail*): è la parte finale dell'onda del *debris-flow* ed è costituita da una concentrazione dei sedimenti che diminuisce significativamente; in questa zona del *debris-flow* il flusso assomiglia ad una corrente d'acqua con una quantità elevata di sedimenti di pezzatura fine chiamata anche corrente idrica iperconcentrata.

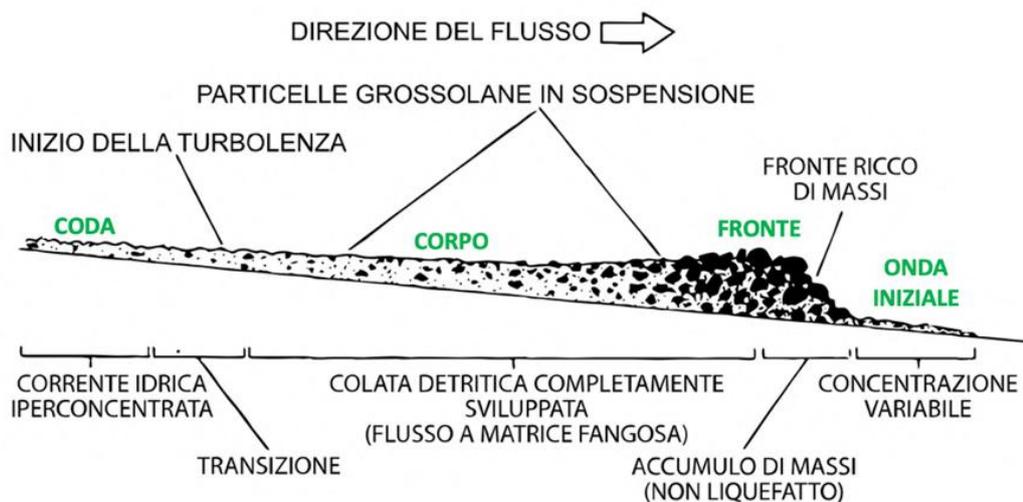


Figura 2.3: Rappresentazione della morfologia di un'onda di debris-flow (Pierson, 1986).

### 2.1.1 Fattori di innesco

Nelle aree montane, le piogge particolarmente intense o il disgelo della neve possono causare forti alluvioni improvvise e, se lungo i canali è presente un notevole deposito di materiale solido sciolto, si possono verificare fenomeni di erosione e trascinarsi dei sedimenti da parte della piena, con successiva trasformazione del fenomeno in colata detritica (Zhou et al., 2015).

I *debris-flow* si verificano quando nell'area interessata sono presenti i seguenti fattori predisponenti e scatenanti (Calligaris e Zini, 2012):

- caratteristiche topografiche particolari, fra cui ad esempio una pendenza molto elevata ( $> 15^\circ$ );
- disponibilità elevata di detriti sciolti (Bovis e Jakob, 1999);
- umidità elevata;
- vegetazione scarsa;
- parametri morfometrici.

Le caratteristiche topografiche dei bacini idrografici vengono solitamente riassunte nei cosiddetti parametri morfometrici, che descrivono ad esempio l'area e il perimetro del bacino, la lunghezza media dell'asta principale, l'elevazione massima, minima e media, l'angolo di pendenza medio del pendio, il fattore di forma che dipende dalla lunghezza e dalla superficie del bacino e l'indice di Melton (IM) che permette di stimare il tipo di meccanismo di trasporto atteso.

La presenza di acqua nel suolo può aumentare l'instabilità del versante e, per questo motivo, le colate sono generalmente innescate da eventi meteorologici di forte intensità e breve durata, in grado di innalzare la falda freatica fino a raggiungere un livello critico (Skempton e DeLory, 1957), o possono anche insorgere quando l'intensità delle precipitazioni supera il tasso di infiltrazione creando uno strato di deflusso

superficiale dovuto ad un fenomeno di saturazione del suolo dall'alto (Fredlund et al., 1978). In entrambi questi casi, i fenomeni di infiltrazione riducono l'entità delle forze stabilizzanti. Per tutte queste ragioni, per uno studio approfondito sulle colate detritiche, si dovrebbe partire da un approccio multidisciplinare basato su basi idrologiche e geotecniche.

I *debris-flow* possono essere innescati anche da frane superficiali, ovvero frane che si innescano a seguito di piogge intense di breve durata e che interessano uno strato di terreno permeabile al massimo di alcuni metri sopra un fondo roccioso (*bedrock*), che si instaurano su pendii molto ripidi, o ancora dal trascinarsi di materiali all'interno di canali fluviali e dall'erosione del materiale lungo le sponde dei corsi d'acqua (Mariis, 2006). L'umidità del suolo può essere considerata come la causa principale in quanto senza acqua il fenomeno dei *debris-flow* non ha la possibilità di formarsi.

Un altro fenomeno scatenante è l'erosione di un canalone che può intaccare i depositi di materiali saturi presenti sulle pareti del pendio, togliendo il sostegno alla base del pendio e innescando un'improvvisa colata di detriti.

Gli incendi boschivi, invece, possono essere considerati come un fattore predisponente all'insacco del fenomeno in quanto la perdita di vegetazione in un pendio ripido comporta una perdita di stabilità del pendio stesso e, quindi, anche una moderata quantità di pioggia può scatenare un evento molto distruttivo. Un esempio è l'alluvione avvenuta a Stromboli il 12 agosto 2022 che, a seguito di un evento di precipitazione intenso, ha innescato fenomeni di colate di fango e di detriti provocando ingenti danni. Questo risultato è stato probabilmente favorito dalla totale denudazione del suolo a seguito dell'incendio boschivo avvenuto il 25 maggio dello stesso anno (ingvambiente.com).

La colata detritica ha la capacità di erodere e trasportare rapidamente grandi quantità di materiale con un potenziale di distruzione enorme e probabilmente è la conseguenza più pericolosa dell'insacco causato dai terremoti (Tang et al., 2011).

Inoltre, il cambiamento climatico sta portando ad una maggiore frequenza delle precipitazioni e ad un aumento dei fenomeni di *debris-flow* indotti da precipitazioni nelle aree montane (Shen et al., 2018).

### 2.1.2 Eventi storici di colata detritica

Dowling e Santi (2014) hanno effettuato un'analisi globale dei fenomeni di colata detritica che hanno causato vittime e che si sono verificati tra il 1950 e il 2011 dimostrando che i *debris-flow* che hanno causato più decessi tendono a verificarsi nei paesi in via di sviluppo caratterizzati da povertà significativa e sistemi sanitari più deboli.

Gli Stati Uniti, l'Italia e il Giappone sono le tre nazioni con il maggior numero di colate detritiche che hanno causato morti (Figura 2.4a), ma non possiedono la media più alta; ciò è probabilmente dovuto ad un'intensa attività di ricerca sulle colate detritiche in questi Paesi. Secondo quanto riportato in Figura 2.4b, il Sud America e l'Asia presentano la media più alta in quanto qui si verificano frequentemente le condizioni favorevoli alla formazione di colate detritiche in aree sensibili: sono tettonicamente attivi, possiedono centri densamente popolati anche in regioni montuose e hanno un clima caratterizzato da precipitazioni molto frequenti e intense. Questi Paesi, come

mostrato nella Figura 2.4a, pur avendo un numero di decessi per colata detritica elevato, non registrano un numero particolarmente rilevante di flussi detritici, quasi a sottolineare il fatto che vengono registrate solo le colate con effetti più impattanti.

La Figura 2.5 fornisce i dati, per decennio, sul numero di colate detritiche che hanno causato vittime e si può notare un incremento progressivo del numero di questi eventi catastrofici, ad eccezione del decennio 2000-2010. Il decennio tra il 1950 e il 1960 ha registrato solo 10 colate detritiche mortali, mentre il decennio tra il 1990 e il 2000 ne ha registrate 55.

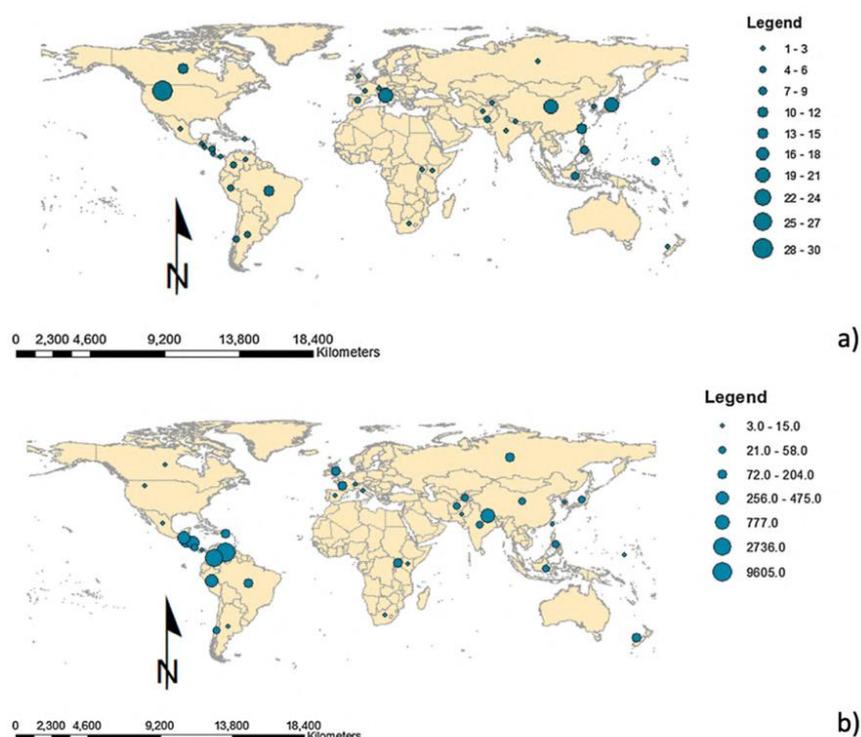


Figura 2.4: Mappe relative al numero di colate detritiche che hanno causato morti (a) e alla media dei decessi per colata detritica (b) (Dowling e Santi,2013).

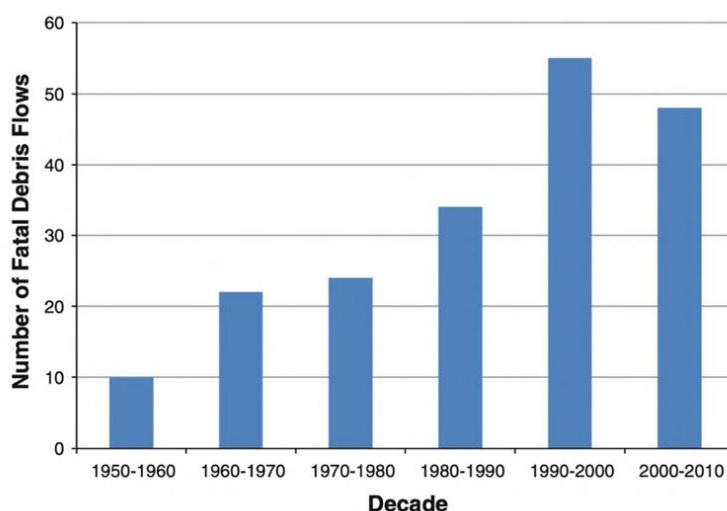


Figura 2.5: Istogramma relativo al numero di debris flow fatali per ogni decennio (Dowling e Santi,2013).

Pur essendo cresciuto il numero di colate detritiche registrate, la Figura 2.6 mostra che il numero medio di vittime è diminuito significativamente da 327 negli anni 1950-1960 a 9 negli anni 1960-1970, con variazioni leggere nei decenni successivi. Il forte calo iniziale del valore medio potrebbe essere dovuto ad un aumento delle registrazioni delle colate detritiche nei database, ma il numero di eventi che hanno causato decessi non lo è necessariamente. Si può evincere questo perché se questo tipo di eventi fossero effettivamente aumentati, ci si aspetterebbe che il numero medio di vittime rimanesse al più costante e non come riportato in Figura 2.6.

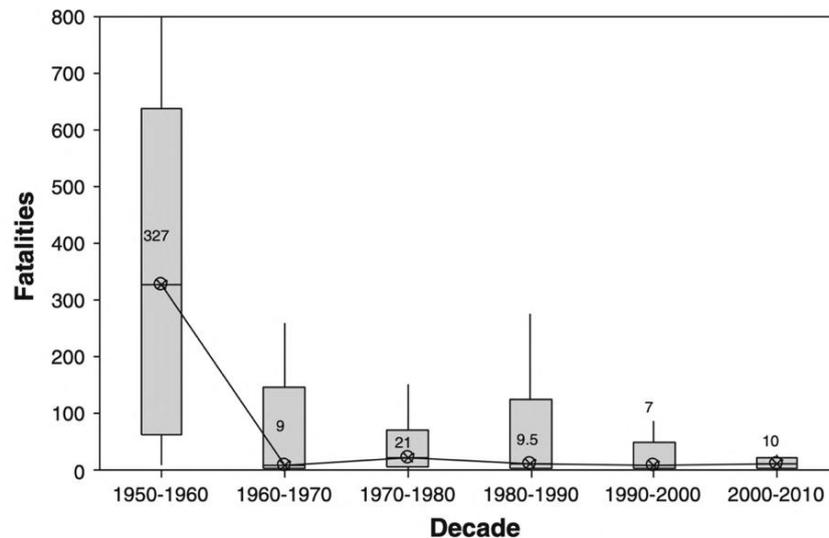


Figura 2.6: Istogramma relativo al numero medio di vittime causate dai debris-flow in ogni decennio (Dowling e Santi, 2013).

### 2.1.2.1 Eventi di colata detritica in Italia

Le frane e le inondazioni sono fenomeni molto frequenti anche in Italia, con conseguenze spesso disastrose.

Per quanto riguarda il periodo compreso tra il 1971 e il 2020, il CNR-IRPI (Consiglio Nazionale delle Ricerche-Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica) ha redatto il Rapporto sul Rischio posto alla Popolazione italiana da Frane ed Inondazioni dove viene riportato che, in quel periodo, hanno perso la vita in totale 1079 persone a causa di eventi franosi e 551 a causa di inondazione. In Figura 2.7 si riportano le mappe degli eventi di frana e di inondazione avvenuti nel periodo appena descritto ([polaris.irpi.cnr.it](http://polaris.irpi.cnr.it)).

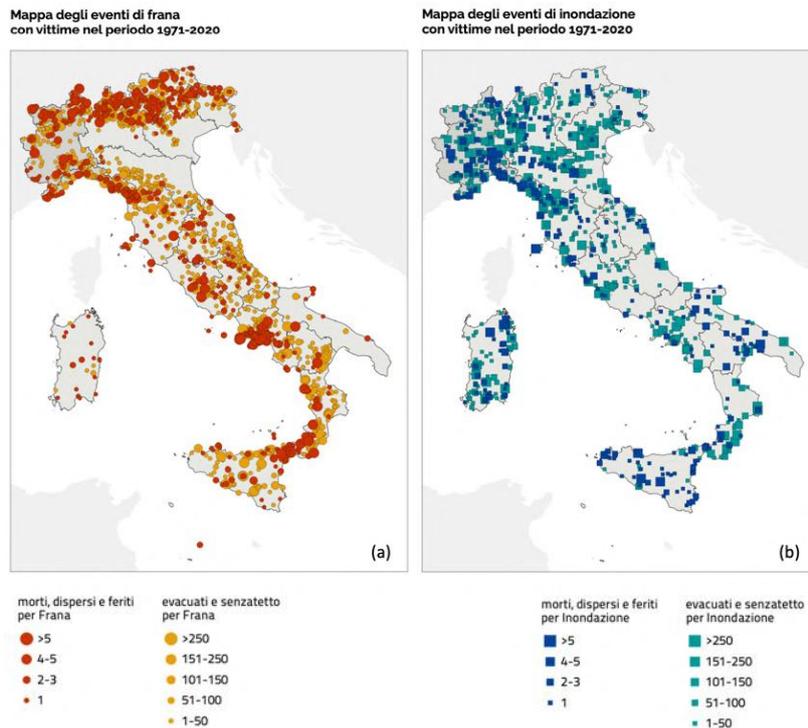


Figura 2.7: Mappa degli eventi di frana (a) e di inondazione (b) avvenuti in Italia nel periodo compreso tra il 1971 e il 2020 ([polaris.irpi.cnr.it](http://polaris.irpi.cnr.it)).

Dall'analisi storica dei fenomeni di frane avvenuti in Italia tra il 1850 e il 2008 (Salvati et al., 2010), è stato evidenziato che le regioni che presentano il maggiore rischio di frane sono il Trentino-Alto Adige e la Campania; il rischio più basso, invece, si ha in Emilia-Romagna. In virtù dell'elevata frequenza di eventi, l'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale), insieme con le Regioni e Province Autonome, hanno realizzato il Progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia). Le frane ad oggi censite dall'IFFI sono oltre 625000 e, insieme a tutti i movimenti che si possono definire a cinematismo rapido (elementi nel riquadro blu in Figura 2.8), rappresentano circa il 28% dei movimenti franosi avvenuti in Italia (Figura 2.8).

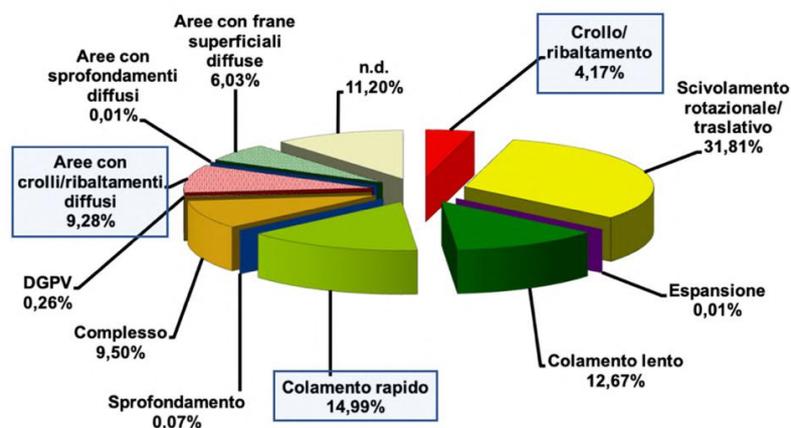


Figura 2.8: Tipologie di movimento franoso avvenuto in Italia (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, progetto IFFI) dove i fenomeni a cinematismo rapido sono cerchiati in blu ([isprambiente.gov.it](http://isprambiente.gov.it)).

Al fine di comprendere meglio come prevenire e/o mitigare questi fenomeni, sono stati sviluppati anche in Italia numerosi studi scientifici al riguardo e in particolare relativamente ai fenomeni di *debris-flow*. A tale scopo, qualora possibile, vengono strumentati alcuni siti per poter migliorare la conoscenza scientifica e la ricerca in questo ambito. In particolare, il Torrente Moscardo, situato nel comune di Paluzza (UD), in Friuli Venezia-Giulia, è stato il primo bacino idrografico strumentato per il monitoraggio delle colate detritiche in Europa (inadef.com). Le caratteristiche del monitoraggio in questo bacino verranno descritte nel paragrafo 2.5.1.

### 2.1.2.1.1 Situazione in Friuli-Venezia Giulia

Il Friuli-Venezia Giulia è una regione caratterizzata da frequenti precipitazioni intense che, insieme alle caratteristiche orografiche e geomorfologiche dell'ambiente montano alpino, la rendono altamente suscettibile ai rischi naturali indotti da precipitazioni di breve durata e forte intensità, come le colate detritiche e le frane superficiali diffuse (Scolobig et al., 2012; Marchi et al., 2019; Aye et al., 2016; Calligaris et al., 2012). Una delle aree maggiormente colpite dalle colate detritiche è la parte nord-orientale del bacino del fiume Fella, che è un affluente di sinistra del Tagliamento e si estende nelle Alpi Giulie (Arnone et al., 2023).

In letteratura vi sono numerosi studi dei fenomeni di colata avvenuti in diversi bacini della regione (Marchi et al., 2021; Deganutti et al., 2018; Boccali et al., 2015; Calligaris et al., 2017; Nikolopoulos et al., 2010; Marchi e D'Agostino, 2004; Marchi et al., 2009; Boniello et al., 2009; Borga et al., 2007; Missoni 2021; Cucchiario et al., 2019; Blasone et al., 2014; Marchi e Tecca, 2013). Una delle prime indagini storiche ad opera di Paronuzzi et al. (1998) ha riguardato una dettagliata analisi degli eventi intensi avvenuti in regione tra il 1975 e il 1996, che ha individuato sei episodi critici che hanno causato l'insacco di fenomeni di colata (Figura 2.9).

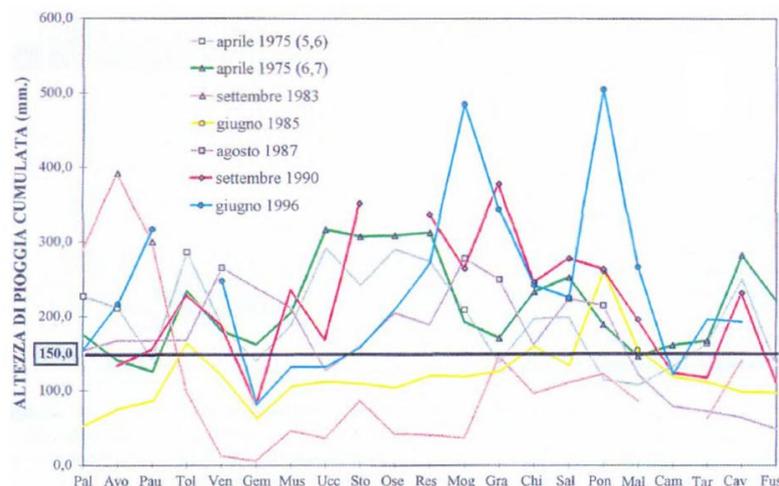


Figura 2.9: Precipitazioni cumulate dei principali episodi avvenuti in Friuli-Venezia Giulia che hanno innescato eventi di *debris-flow* tra il 1975 e il 1996 (Paronuzzi et al., 1998).

Il grafico riportato in Figura 2.9 riporta le precipitazioni cumulate dei sei episodi (l'evento dell'aprile 1975 è durato due giorni e quindi sono stati considerati due eventi separati) facendo riferimento alle stazioni pluviometriche, le cui sigle sono riportate sull'asse delle ascisse della Figura 2.9 e inquadrata geograficamente in Figura 2.10.

Di questi sei eventi, cinque si sono verificati nel bacino del fiume Fella ed uno solo nel bacino del Torrente Chiarsò (nel comune di Paularo). Inoltre, dal censimento effettuato subito dopo l'evento del 1996 sono stati rilevati 142 episodi di colata detritica nel solo bacino del fiume Fella (Paronuzzi et al., 1998).



Figura 2.10: Inquadratura geografica delle stazioni pluviometriche presentate da Paronuzzi et al., 1998.

I simboli (quadrato, triangolo, cerchio, etc.) riportati nel grafico fanno riferimento alle stazioni presenti nelle aree in cui si sono verificati episodi di *debris-flow* e, come si può notare, nel caso dell'evento di settembre 1983 vi è una grande differenza nell'altezza di pioggia cumulata tra quest'ultime stazioni e quelle che gravitano in aree dove non si sono verificati fenomeni di colata. Negli altri casi, invece, le precipitazioni risultano essere comunque consistenti.

La Figura 2.11, invece, riporta il valore delle precipitazioni massime annue che la stazione di Pontebba (bacino del fiume Fella) ha registrato dall'inizio del suo funzionamento fino al 1996; gli asterischi fanno riferimento agli eventi che hanno causato colate detritiche. Come si può notare, i fenomeni di *debris-flow* sembrano essere più frequenti negli ultimi anni analizzati.

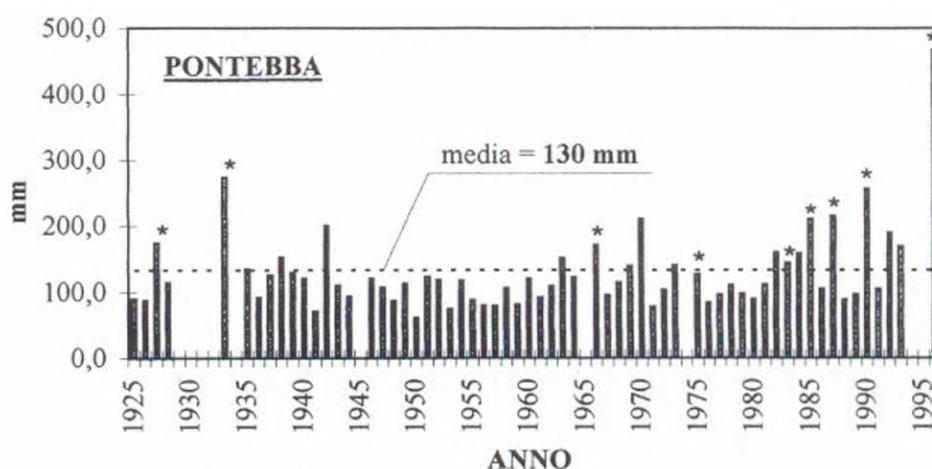


Figura 2.11: Massime precipitazioni annue riferite alla stazione di Pontebba nel periodo tra i 1925 e il 1995 (Paronuzzi et al., 1988).

Come accennato nel paragrafo 2.1.2.1, il bacino del torrente Moscardo è monitorato dal 1989 in quanto si verificano spesso eventi di colate detritiche; la Figura 2.12 riporta il numero di *debris-flow* verificatisi ogni anno e il numero cumulativo di eventi nel periodo compreso tra il 1990 e il 2019 (Marchi et al., 2021).

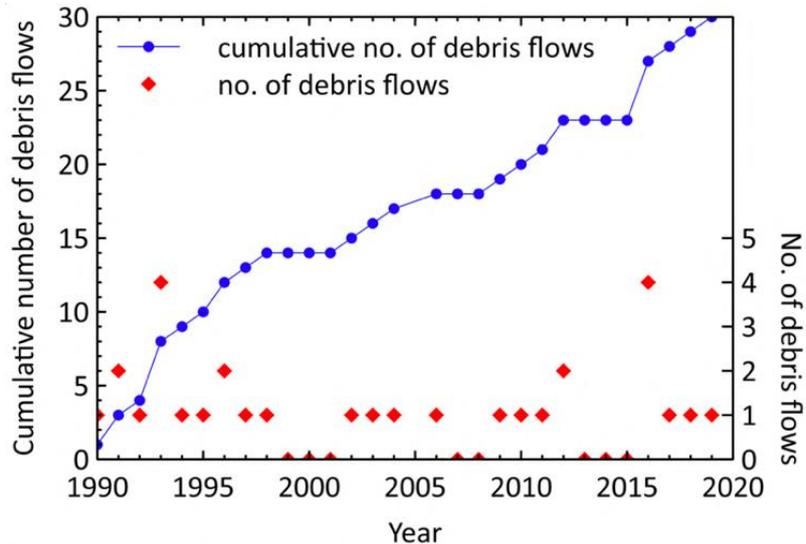


Figura 2.12: Numero di eventi di colata detritica avvenuti tra il 1990 e il 2019 nel bacino del Torrente Moscardo in Friuli Venezia-Giulia (Italia) (Marchi et al., 2021).

Da questa analisi sembrerebbe che in questo bacino non ci sia stato un aumento di fenomeni di colate detritiche (mediamente un evento all'anno), gli autori hanno ipotizzato che l'assenza di eventi nel 2007 e nel 2008 sia stato dovuto alla costruzione di dighe di contenimento lungo il canale principale che, quindi, avrebbero bloccato la maggior parte del materiale solido impedendo la formazione di *debris-flow*. L'assenza di fenomeni negli anni 2013-2015, invece, è stata imputata ai due eventi verificatisi nel 2012, che hanno mobilitato più di 140000 m<sup>3</sup> di materiale (Tabella 2.1), rendendo necessari alcuni anni di ricarica dei sedimenti prima della formazione di nuove colate detritiche. Meccanismi simili potrebbero essere sostenuti per spiegare l'assenza di colate anche nel periodo compreso tra il 1999 e il 2001.

Nell'agosto del 2003, nel bacino del fiume Fella, si è verificato un evento meteorico convettivo a mesoscala con 390 mm di pioggia precipitati in 12 ore (Borga et al., 2007). L'evento ha innescato numerose frane superficiali e diffuse colate detritiche che hanno causato vittime, oltre ad ingenti danni economici. Le immagini riportate in Figura 2.13 mostrano la situazione causata dall'evento nel comune di Pietratagliata (Figura 2.13a), Ugovizza (Figura 2.13b) e sulla Strada Statale 13 (Figura 2.13c).

Tabella 2.1: Caratteristiche fisiche di eventi di colata detritica avvenuti tra il 1990 e il 2019 nel bacino del Torrente Moscardo in Friuli Venezia-Giulia (Italia) (Marchi et al., 2021).

No.	Event date	No. of surges (upstream, downstream)	Mean velocity ( $\text{m s}^{-1}$ )	Peak discharge ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	Volume ( $\text{m}^3$ )	Previous studies
1	17.08.1990	1, –	1.0	–	–	Marchi et al. (2002)
2	13.08.1991	1, 1	5.0	88	19 000	Marchi et al. (2002)
3	30.09.1991	1, 1	1.9	24	3250	Marchi et al. (2002)
4	01.09.1992	2, 2	2.5	46	5800	Marchi et al. (2002)
5	11.07.1993	1, 1	3.0	14	5600	Marchi et al. (2002)
6	19.07.1993	1, 1	0.9	3	730	Marchi et al. (2002)
7	20.07.1993	1, 1	4.3	16	6500	Marchi et al. (2002)
8	14.09.1993	1, 1	2.5	–	3800	Marchi et al. (2002)
9	18.07.1994	2, 1	4.0	–	–	Marchi et al. (2002)
10 <sup>a</sup>	05.07.1995	–	–	–	–	Marchi et al. (2002)
11	22.06.1996	3, 3 <sup>b</sup>	3.5	139	16 133	Marchi et al. (2002)
12	08.07.1996	1, 1	4	194	57 800	Marchi et al. (2002)
13	27.06.1997	1, 1 <sup>b1</sup>	2.9	25	3000	Marchi et al. (2002)
14 <sup>a</sup>	23.06.1998	–	–	–	51 000	–
15	04.08.2002	2, 2	–	–	–	–
16 <sup>c</sup>	14.06.2003	–	–	–	–	–
17 <sup>d</sup>	23.07.2004	1, 1	5.4	–	–	Arattano and Marchi (2005)
18 <sup>c</sup>	24.08.2006	–	1.6	–	5500	Arattano et al. (2012)
19 <sup>a</sup>	09.06.2009	–	–	–	–	–
20 <sup>a</sup>	29.08.2010	–	–	–	–	–
21 <sup>e</sup>	14.09.2011	2, 2	3.6	71	4700	Blasone et al. (2014)
22	24.09.2012	–, 1	3–4 <sup>f</sup>	91–121	57 000	Blasone et al. (2014)
23	27.09.2012	–, 3	3–4 <sup>f</sup>	119–159	89 500	Blasone et al. (2014)
24	16.06.2016	1, 1	4.5	53–87	15 936	Cucchiaro et al. (2019a)
25	11.07.2016	1, 1	0.5	2–3	–	Cucchiaro et al. (2019a)
26 <sup>c</sup>	13.07.2016	–	2.4	22	–	Cucchiaro et al. (2019a)
27	22.07.2016	1, 1	4.8	95–130	21 808	Cucchiaro et al. (2019a)
28	10.08.2017	2, 1	4.0	61–94	30 000	Cucchiaro et al. (2019a)
29	12.06.2018	2, 1	2.0	–	–	–
30	04.06.2019	1, 1	0.31	–	–	–

<sup>a</sup> No monitoring data, only post-event surveys. <sup>b</sup> Intermediate ultrasonic sensor: three surges. <sup>b1</sup> Intermediate ultrasonic sensor: one surge. <sup>c</sup> Debris flood. <sup>d</sup> See Arattano and Marchi (2005) for the velocity computed using cross-correlation. <sup>e</sup> Incomplete hydrograph. <sup>f</sup> Flow velocity estimated from previous events.

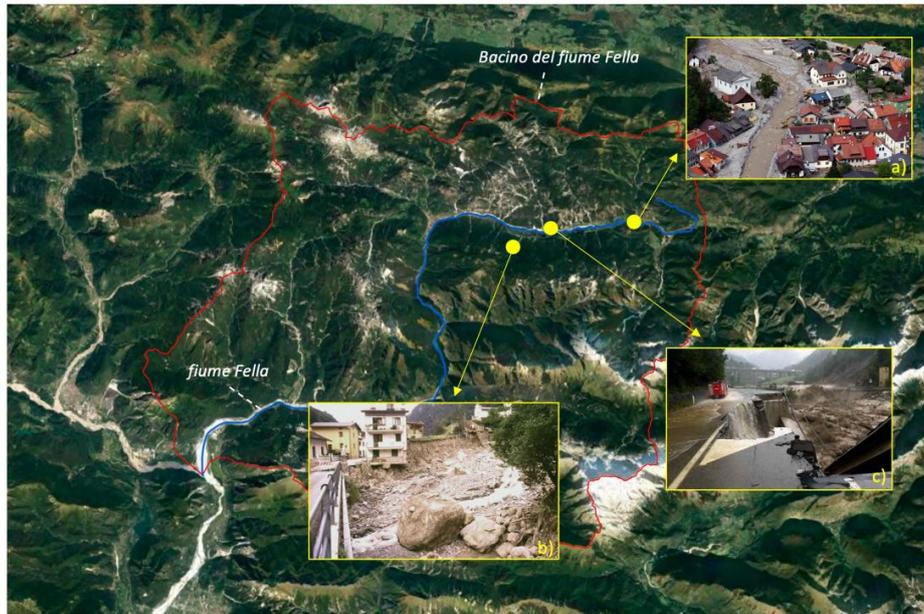


Figura 2.13: Situazione a seguito dell'evento dell'Agosto 2003 nel bacino del fiume Fella: a) Comune di Ugovizza, b) Val Canale-Canal del Ferro, c) Strada Statale 13.

Come si può vedere dall'istogramma riportato in Figura 2.14a, a Pontebba si sono registrati più di 300 mm di pioggia in 4 ore; invece, la Figura 2.14b mostra chiaramente l'intensità della pioggia cumulata registrata dal radar di Fossalon di Grado, tra le ore 14 e le ore 20 (ora locale) del 29 Agosto 2003.

In letteratura vi sono molti lavori che hanno cercato di interpretare questo evento; in particolare, alcuni autori hanno effettuato un'analisi idrometeorologica combinando i dati di precipitazione misurati dai pluviometri con i dati radar registrati per questo evento (Borga et al., 2007) ed altri, invece, hanno effettuato simulazioni idrologiche utilizzando un modello distribuito (Nikolopoulos et al., 2010; Marchi et al., 2009). Infine, alcuni studiosi hanno effettuato indagini sulla reologia simulando la propagazione delle colate con modelli idrodinamici disponibili in letteratura (Cavalli et al., 2007; Boniello et al., 2010; Calligaris e Zini, 2012; Deganutti et al., 2017).

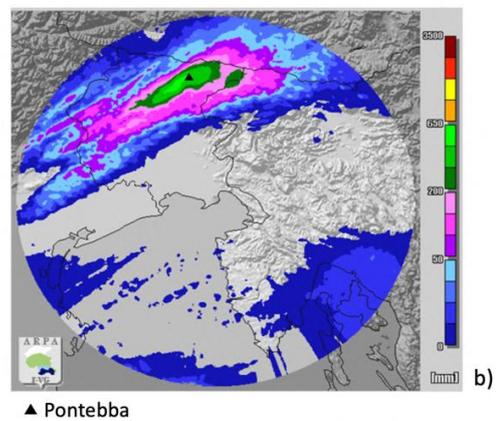
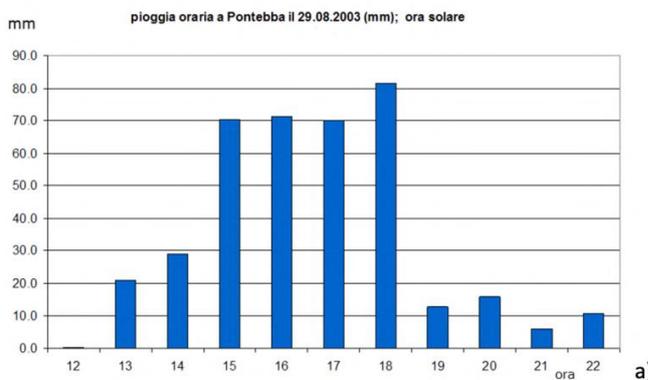


Figura 2.14: a) Iistogramma pioggia oraria registrata a Pontebba il giorno 29 Agosto 2003; b) pioggia cumulata radar del giorno 29 Agosto 2003 (14.00 – 20.00 ora locale). (cmsarpa.regione.fog.it).

Marchi et al. (2009) hanno effettuato delle indagini geomorfologiche in sito sia prima che dopo l'evento alluvionale ed hanno valutato la risposta idrologica del bacino, stimato i volumi di erosione (Figura 2.15) e stimato anche l'apporto di sedimenti nel canale.

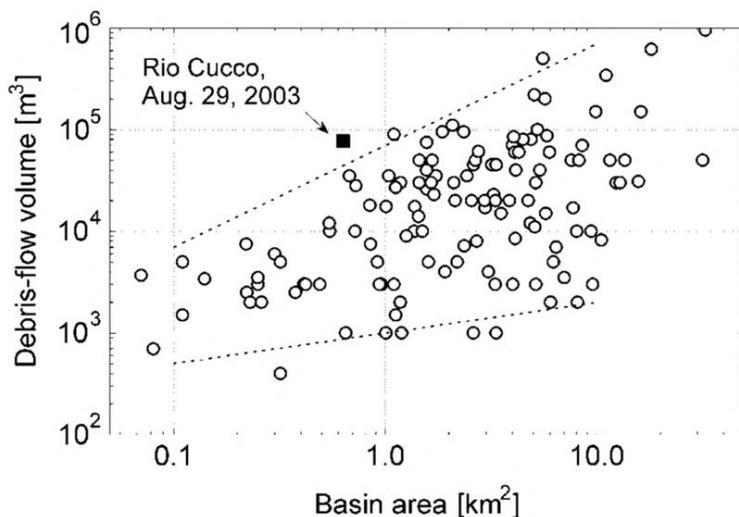


Figura 2.15: Confronto del risultato ottenuto da Marchi et al. (2009) con la stima del volume di un evento di colata in funzione dell'area del bacino proposta da Marchi e D'Agostino (2004).

Il volume stimato dagli autori è stato poi confrontato con il grafico proposto da Marchi e D'Agostino (2004) e ottenuto a seguito di una approfondita analisi di 127 *debris-flow* avvenuti nelle Alpi orientali; si può osservare che la stima del volume ottenuta dagli autori per il caso studio da loro analizzato (Rio Cucco) eccede di poco la linea di inviluppo superiore, evidenziando l'estrema intensità dell'evento.

In questi lavori, il valore del picco dell'idrogramma di piena riportato in Tabella 2.2 e che fa riferimento al torrente Uque a Ugovizza è stato stimato dagli autori in quanto l'idrometro non era ancora disponibile in quella sezione di chiusura. Inoltre, il valore del picco per il torrente Vorderbergbach è stato assunto secondo quanto riportato nel lavoro di Moser (2003); per le altre otto stazioni idro-meteorologiche, invece, sono stati confrontati i valori ottenuti dalle simulazioni con i valori registrati dall'idrometro durante l'evento e con le informazioni ricavate dalle indagini in sito.

Tabella 2.2: Valori di precipitazione e portata per i bacini esaminati da Borga et al. (2007). NA (Not Available) fa riferimento ai dati non disponibili e l'asterisco ai dati stimati.

Basin	Total rain (mm)	Total runoff (mm)	Peak discharge ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	Unit peak discharge ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$ )	Runoff ratio (—)	Lag time (h)
Uqua at Ugovizza	287	NA	200 *	8.36	NA	2.0
Fella at Pontebba	247	49.4	680	4.13	0.18	2.0
Fella at Dogna	237	—	805	2.44	—	2.0
Raccolana at Raccolana	96	3.8	27	0.43	0.04	4.0
Resia at Borgo Povici	71	6.4	54	0.53	0.09	3.0
Fella at Moggio Udinese	189	28.3	1290	2.1	0.15	3.5
Tagliamento at Venzone	110	NA	NA	NA	NA	3.5
R. del Lago at Cave Predil	122	7.3	15	0.37	0.06	1.5
Slizza at Tarvisio	132	9.2	38	0.52	0.07	2.0
Vorderbergbach	260	65.0	125 *	4.65	0.25	NA

Proprio il torrente del bacino Uque a Ugovizza sarà oggetto di studio della presente tesi, come descritto nel Capitolo 4.

## 2.2 Meccanica delle colate detritiche

Un approccio molto diffuso in letteratura per lo studio delle colate detritiche consiste nel considerare la colata come un continuo sul quale risolvere le classiche equazioni di conservazione della massa e di bilancio della quantità di moto. Alcuni autori considerano l'intera miscela come un unico mezzo continuo (O'Brien et al., 1993), mentre altri distinguono una fase fluida e una fase solida (Gregoretto et al., 2018). Nel primo caso l'equazione di continuità e del moto viene scritta per la miscela (Equazioni (2.1) e (2.2)). Nel secondo caso (approccio bifase) le stesse equazioni vengono scritte separatamente per la fase solida (Equazione (2.3)(2.4)) e fluida (Equazione (2.5) e (2.6)). Le equazioni in forma differenziale assumono la seguente forma:

- Equazione di continuità e del moto per la miscela

$$\frac{\partial \rho_m}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_m \mathbf{v}) = 0 \quad (2.1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{T} = \rho_m \left( \mathbf{g} - \frac{D\mathbf{v}}{Dt} \right) \quad (2.2)$$

- Equazione di continuità e del moto per la fase solida

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_s c) + \nabla \cdot (\rho_s c \mathbf{v}_s) = 0 \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{T}_s = \rho_s c \left( \mathbf{g} - \frac{D\mathbf{v}_s}{Dt} \right) + \mathbf{f} \quad (2.4)$$

- Equazione di continuità e del moto per la fase fluida

$$\frac{\partial}{\partial t} [\rho_f (1 - c)] + \nabla \cdot [\rho_f (1 - c) \mathbf{v}_f] = 0 \quad (2.5)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{T}_f = \rho_f (1 - c) \left( \mathbf{g} - \frac{D\mathbf{v}_f}{Dt} \right) - \mathbf{f} \quad (2.6)$$

dove  $\mathbf{v}$  [m s<sup>-1</sup>] è la velocità della miscela,  $\mathbf{v}_s$  e  $\mathbf{v}_f$  [m s<sup>-1</sup>] sono le velocità della fase solida e fluida,  $\mathbf{g}$  [m s<sup>-2</sup>] è l'accelerazione di gravità,  $\mathbf{T}$  [kg m<sup>-1</sup> s<sup>-2</sup>] è il tensore delle tensioni della miscela,  $\mathbf{T}_s$  e  $\mathbf{T}_f$  sono i tensori delle tensioni della fase solida e fluida,  $\mathbf{f}$  [kg m<sup>-2</sup> s<sup>-2</sup>] è la forza d'interazione per unità di volume che tiene conto degli scambi di quantità di moto fra costituenti solidi e fluidi,  $\rho_m$  [kg m<sup>-3</sup>] è la densità della miscela,  $\rho_s$  e  $\rho_f$  [kg m<sup>-3</sup>] sono la densità solida e fluida,  $c$  [-] la concentrazione solida della miscela (Petti, 2010).

È di particolare interesse evidenziare come il tensore delle tensioni,  $\mathbf{T}$ , relativo alla miscela omogenea di densità  $\rho_m$  è dato dalla somma di  $\mathbf{T}_s$ ,  $\mathbf{T}_f$  e  $\mathbf{T}_{s-f}$ ; quest'ultimo tensore rappresenta il contributo agli stress che agiscono nella miscela dato dal moto relativo dei costituenti solidi e fluidi all'interno della miscela stessa. La presenza di

$\mathbf{T}_{s-f}$  indica che, se consideriamo un *debris-flow* come una miscela monofase, le tensioni in esso presenti non sono ottenibili dalla semplice somma delle tensioni relative alla fase solida e fluida.

Ciascun componente di  $\mathbf{T}$  è il risultato di almeno cinque processi (Figura 2.16):

- Le collisioni inerziali tra i grani ( $\sigma_{si}$  o  $\tau_{si}$ );
- L'attrito dovuto al contatto statico tra i grani ( $\sigma_{sq}$  o  $\tau_{sq}$ );
- Le fluttuazioni inerziali, o turbolente, della fase fluida ( $\sigma_{fi}$  o  $\tau_{fi}$ );
- La tensione laminare della fase fluida ( $\sigma_{fq}$  o  $\tau_{fq}$ );
- Le interazioni solido-fluido ( $\sigma_{s-f}$  o  $\tau_{s-f}$ ).

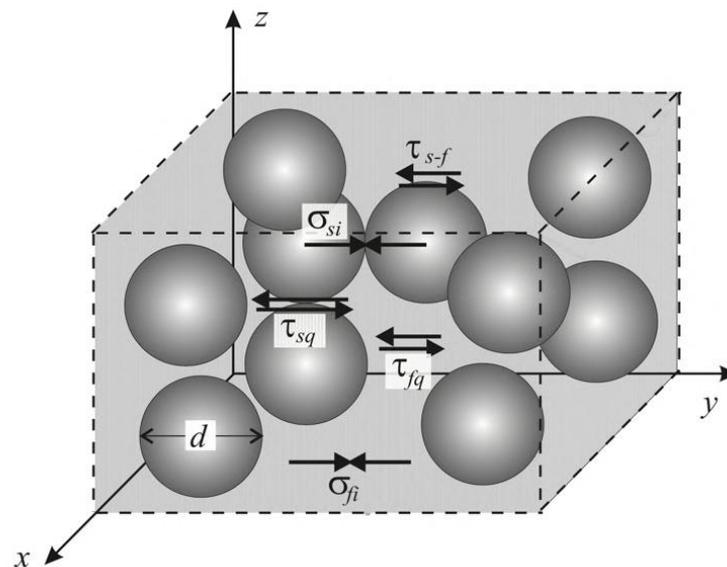


Figura 2.16: Tensioni presenti in una miscela di colata detritica (Petti, 2010).

Quando l'attrito statico dovuto al contatto tra i grani prevale su tutti gli altri processi si parla di *debris-flow* in regime frizionale e lo scambio di quantità di moto deriva principalmente dallo sfregamento persistente delle particelle (Jan e Shen, 1997).

Si parla di regime collisionale quando le particelle solide sono ampiamente distanziate tra loro e la deformazione è rapida; in questo caso i contatti sono di breve durata e la quantità di moto è trasferita principalmente dalle collisioni delle particelle.

Anche analizzando lo stress al fondo,  $\tau_b$ , è possibile evidenziare i contributi dei singoli processi. Infatti, è possibile ipotizzare che lo stress al fondo dipenda in maniera significativa solo da alcune grandezze fisiche, ovvero dalla velocità di deformazione angolare ( $\dot{\gamma}$ ), dal diametro medio delle particelle solide ( $d$ ), dalla densità della fase solida e fluida ( $\rho_s$  e  $\rho_f$ ), dalla viscosità dinamica della fase fluida ( $\mu$ ), dalla concentrazione dei sedimenti ( $c$ ), dal tirante della corrente detritica ( $h$ ) e dall'angolo d'attrito della fase solida ( $\phi$ ). Ipotizzando questo e applicando il teorema di Buckingham, è possibile ricavare la dipendenza dello stress al fondo da alcuni numeri adimensionali:

$$\frac{\tau_b}{\rho_s d^2 \dot{\gamma}^2} = f\left(Re, Ba, Sa, \frac{h}{d}, c\right) \quad (2.7)$$

dove:

- il numero di Reynolds,  $Re$ , rappresenta il rapporto tra le tensioni turbolente ( $\tau_{fi}$ ) e le tensioni viscosse ( $\tau_{fq}$ ) del fluido;
- il numero di Bagnold,  $Ba$ , esprime il rapporto tra gli sforzi collisionali fra le particelle ( $\tau_{si}$ ) e le tensioni viscosse del fluido ( $\tau_{fq}$ );
- il numero di Savage,  $Sa$ , esprime il rapporto tra gli sforzi collisionali fra le particelle ( $\tau_{si}$ ) e gli sforzi dovuti allo scorrimento tra i grani a contatto ( $\tau_{sq}$ );
- la profondità relativa,  $h/d$  esprime il rapporto fra le tensioni turbolente ( $\tau_{fi}$ ) e gli sforzi collisionali fra le particelle ( $\tau_{si}$ );

## 2.3 Classificazione

I *debris-flow*, che sono costituiti da movimenti rapidi di terra, fango e/o sedimenti, rientrano nella grande famiglia delle frane. Inoltre, sono fenomeni estremamente complessi con caratteristiche diverse fra loro e, per questo motivo, alcuni studiosi hanno sentito la necessità di ideare dei metodi per poterli classificare.

### 2.3.1 Classificazione delle frane

Varnes (1978) propose una classificazione che è stata completata e migliorata in seguito da Cruden (1993) in cui vengono riportati il dominio di esistenza e le illustrazioni schematiche delle varie tipologie di movimento, riportando anche i tipi di materiale prima dell'innesco del movimento (Tabella 2.3).

Secondo gli autori, il tipo di movimento franoso viene suddiviso in crollo (*fall*), ribaltamento (*topple*), scivolamento rotazionale (*slump*), scivolamento traslativo (*slide*), espansione laterale (*lateral spread*), colamento (*flow*); il tipo di materiale, invece, si distingue in roccia (*bedrock*), detrito (*debris*) e terra (*earth*).

Nei crolli, una massa di qualsiasi dimensione si stacca dal versante lungo una superficie di rottura su cui lo spostamento di taglio è minimo o nullo e, successivamente, si muove per caduta libera, rimbalzo o rotolamento; il ribaltamento, invece, avviene quando la massa effettua una rotazione in avanti, verso l'esterno del versante, intorno ad un punto di rotazione situato al di sotto del baricentro della massa spostata. Lo scivolamento rotazionale e traslativo sono movimenti verso la base del versante di una massa di materiale (terra o roccia) che avvengono per deformazioni di taglio lungo una o più superfici di rottura. Nel caso dello scivolamento rotazionale la superficie di rottura è generalmente di forma concava, nello scivolamento traslativo, invece, le superfici possono corrispondere a giunti di stratificazione, piani di faglia e/o fessurazioni di varia origine. L'espansione laterale si verifica quando corpi rocciosi rigidi e fratturati sono sovrapposti a terreni a comportamento plastico. Per quanto riguarda il colamento, Varnes lo definisce come un movimento distribuito in maniera

continua all'interno della massa spostata; in questo caso, le superfici di taglio, se presenti, sono multiple e spesso temporanee.

Tabella 2.3: Classificazione di Cruden & Varnes (Varnes, 1978; Cruden e Varnes, 1996).

TIPO DI MOVIMENTO	MATERIALE		
	Roccia ( <i>bedrock</i> )	Detrito ( <i>debris</i> )	Terra ( <i>earth</i> )
Crollo ( <i>fall</i> )	crollo di roccia	crollo di detrito	crollo di terra
Ribaltamento ( <i>topple</i> )	ribalt. di roccia	ribalt. di detrito	ribalt. di terra
Scivolamento rotazionale ( <i>slump</i> )	sciv. rot. di roccia	sciv. rot. di detrito	sciv. rot. di terra
Scivolamento trasativo ( <i>slide</i> )	sciv. trasl. di roccia	sciv. trasl. di detrito	sciv. trasl. di terra
Espansione laterale ( <i>lateral spread</i> )	esp. di roccia	esp. di detrito	esp. di terra
Colamento ( <i>flow</i> )	col. di roccia	col. di detrito	col. di terra
Complesso ( <i>complex</i> )	associazione di diversi meccanismi		

### 2.3.2 Classificazione dei debris-flow

La classificazione del fenomeno di *debris-flow*, secondo Evans et al. (2001), si ha in funzione della tipologia del materiale presente nella zona di innesco dell'evento, del contenuto d'acqua, di grandezze idrodinamiche come la velocità di propagazione e i meccanismi del movimento e del volume dell'evento (Tabella 2.4).

Gli autori classificano le diverse tipologie di colata come flusso di sabbia non liquefatta, colata di sabbia, colata di argilla, colata di torba, colata di terra, colata di detriti, colata di fango, valanghe di detriti e valanghe di roccia a seconda del tipo di materiale coinvolto.

Ad esempio, Evans et al. (2001) classificano il fenomeno con il termine colata detritica (o *debris flow*) quando:

- la zona di innesco è costituita da detriti;
- il terreno è saturo in prossimità della superficie di rottura, al momento della rottura;
- il fenomeno che si propaga segue il percorso definito dall'alveo del fiume;
- si ha un incremento del contenuto d'acqua nel materiale movimentato durante l'evento;
- la velocità è estremamente elevata.

Tabella 2.4: Classificazione delle diverse tipologie di colata (Evans et al., 2001).

Material	Water Content <sup>1</sup>	Special Condition	Velocity	Name
Silt, Sand, Gravel, Debris (talus)	dry, moist or saturated	- no excess pore-pressure, - limited volume	various	Non-liquefied sand (silt, gravel, debris) flow
Silt, Sand, Debris, Weak rock <sup>2</sup>	saturated at rupture surface content	- liquefiable material <sup>3</sup> , - constant water	Ex. Rapid	Sand (silt, debris, rock) flow slide
Sensitive clay	at or above liquid limit	- liquefaction <i>in situ</i> , <sup>3</sup> - constant water content <sup>4</sup>	Ex. Rapid	Clay flow slide
Peat	saturated	- excess pore-pressure	Slow to very rapid	Peat flow
Clay or Earth	near plastic limit	- slow movements, - plug flow (sliding)	< Rapid	Earth flow
Debris	saturated	- established channel <sup>5</sup> , - increased water content <sup>4</sup>	Ex. Rapid	Debris flow
Mud	at or above liquid limit	- fine-grained debris flow	> Very rapid	Mud flow
Debris	free water present	- flood <sup>6</sup>	Ex. Rapid	Debris flood
Debris	partly or fully saturated	- no established channel <sup>5</sup> , - relatively shallow, steep source	Ex. Rapid	Debris avalanche
Fragmented Rock	various, mainly dry	- intact rock at source, - large volume <sup>7</sup>	Ex. Rapid	Rock avalanche

<sup>1</sup> Water content of material in the vicinity of the rupture surface at the time of failure.

<sup>2</sup> Highly porous, weak rock (examples: weak chalk, weathered tuff, pumice).

<sup>3</sup> The presence of full or partial *in situ* liquefaction of the source material of the flow slide may be observed or implied.

<sup>4</sup> Relative to *in situ* source material.

<sup>5</sup> Presence or absence of a defined channel over a large part of the path, and an established deposition landform (fan). Debris flow is a recurrent phenomenon within its path, while debris avalanche is not.

<sup>6</sup> Peak discharge of the same order as that of a major flood or an accidental flood. Significant tractive forces of free flowing water. Presence of floating debris.

<sup>7</sup> Volume greater than 10,000 m<sup>3</sup> approximately. Mass flow, contrasting with fragmental rock fall.

Pierson e Costa (1987) propongono un diagramma basato sugli aspetti reologici che considera la velocità media e la concentrazione dei sedimenti (Figura 2.17). Il comportamento reologico di una miscela acqua-sedimento viene approssimativamente dedotto dalla velocità che raggiunge un flusso su pendii naturali o canali. I limiti riportati nel grafico si basano sull'interpretazione degli autori delle tensioni dominanti coinvolte nel flusso.

Per concentrazioni e velocità basse, la corrente non è in grado di erodere e/o trascinare i sedimenti e quindi prevale il peso proprio del sedimento che tende a depositarsi. Con velocità più alte, la turbolenza della corrente riesce a mantenere i sedimenti in sospensione e quindi, se la concentrazione risulta essere bassa, la miscela acqua-sedimenti si comporterà ancora come un fluido newtoniano ("*Normal streamflow*"); altrimenti, il comportamento del fluido diventerà non newtoniano ("*Hyperconcentrated streamflow*").

All'aumentare della concentrazione dei sedimenti, a prescindere dalla velocità del fluido, i fenomeni sono definiti colate detritiche ("*Debris-flow*"); mentre, considerando lo stesso limite di concentrazione, il soliflusso ("*Solifluction*") è un fenomeno caratterizzato da velocità molto basse.

Quando sia la concentrazione che la velocità sono molto alte, i flussi vengono definiti “valanghe di detrito” (“*Sturzstrom*” oppure “*Debris Avalanche*”). Al diminuire della velocità, ma pur sempre con un’alta concentrazione dei sedimenti, i flussi prendono il nome di “*Grain flow*” o “*Earth flow*” fino ad arrivare a velocità notevolmente basse definendo così un flusso granulare molto lento e non liquefatto (“*Mass creep*”).

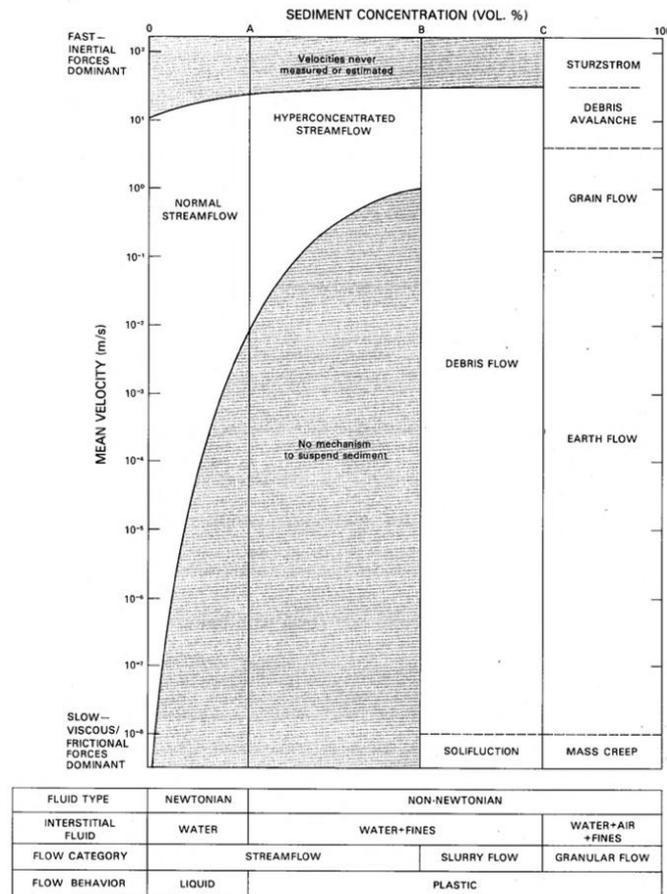


Figura 2.17: Classificazione di Pierson e Costa, 1987.

Cousot e Meunier (1996), invece, propongono una classificazione dei principali movimenti di massa che si verificano in ambiente alpino. Gli autori tengono conto della tipologia del materiale coinvolto in quanto fanno una distinzione fra materiali coesivi e materiali granulari. I limiti tra i diversi movimenti di massa sono solo concettuali e qualitativi in quanto possono variare leggermente a seconda delle specifiche condizioni iniziali, delle condizioni al contorno e delle proprietà fisiche dei materiali.

Facendo riferimento al diagramma riportato in Figura 2.18 e considerando di spostarci:

- dal materiale liquido al materiale solido e considerando una prevalenza di materiale granulare (asse rosso) si osserva che, all’aumentare della frazione solida e al diminuire del contenuto d’acqua, si passa da un fluido a comportamento newtoniano a flussi che assumono un comportamento non newtoniano come i flussi iperconcentrati, le colate detritiche, le valanghe di detrito, i crolli di roccia e, infine, il materiale solido stabile;

- dal materiale solido al materiale liquido e considerando una prevalenza di materiale coesivo (asse blu) si osserva che, all'aumentare del contenuto d'acqua e al diminuire della frazione solida, si passa da frane a cinematismo lento a colate di fango ed infine a correnti idriche.

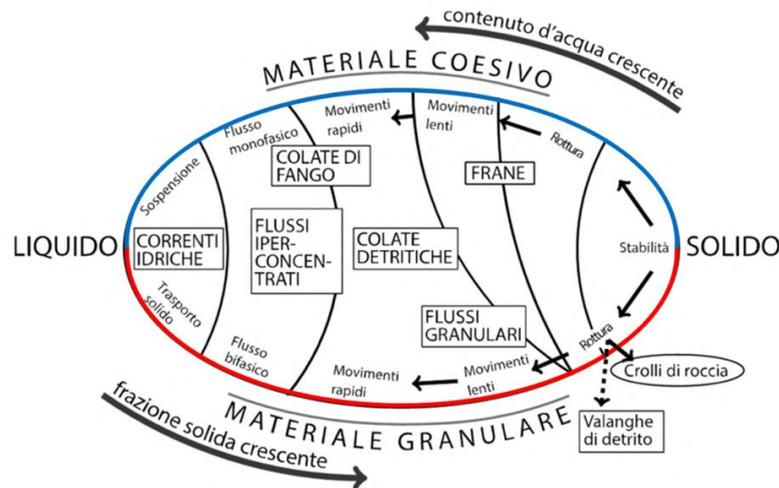


Figura 2.18: Classificazione di Coussot e Meunier (1996).

Takahashi (2007) propone una classificazione che si basa sui meccanismi alla base degli scambi della quantità di moto. Come detto nel paragrafo 2.2, all'interno della miscela di una colata detritica si hanno degli scambi di quantità di moto fra particelle fluide, che danno origine a tensioni di tipo viscoso e turbolento, mentre le particelle solide tendono a collidere, dando origine a tensioni di tipo collisionale. In quest'ottica, Takahashi propone il diagramma triangolare di Figura 2.19 in cui i tre vertici fanno riferimento alla prevalenza di un tipo di meccanismo rispetto ad un altro. I *debris-flow*, secondo questa classificazione, vengono suddivisi in tre sottoclassi in funzione del numero di Reynolds ( $Re$ ), del numero di Bagnold ( $Ba$ ) e della profondità relativa ( $h/d$ ). Come riportato nel paragrafo 2.2, il numero di Reynolds rappresenta il rapporto tra le tensioni turbolente ( $\tau_{fi}$ ) e le tensioni viscoso ( $\tau_{fq}$ ) del fluido, il numero di Bagnold il rapporto tra gli sforzi collisionali fra le particelle ( $\tau_{si}$ ) e le tensioni viscoso del fluido ( $\tau_{fq}$ ) e la profondità relativa il rapporto fra le tensioni turbolente ( $\tau_{fi}$ ) e gli sforzi collisionali fra le particelle ( $\tau_{si}$ ).

Le sottoclassi considerate da Takahashi sono le seguenti:

$$\left\{ \begin{array}{l} Re < 500 \text{ e } Ba < 40 \rightarrow \text{Debris - flow viscoso (viscous - type debris flow)} \\ Re > 1500 \text{ e } \frac{h}{d} > 30 \rightarrow \text{Debris - flow turbolento (turbulent - muddy debris flow)} \\ Ba > 450 \text{ e } \frac{h}{d} < 10 \rightarrow \text{Debris - flow granulari (stony - type debris flow)} \end{array} \right.$$

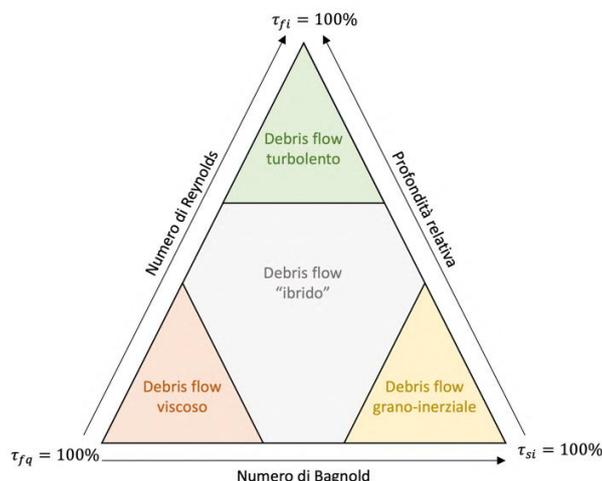


Figura 2.19: Classificazione delle colate detritiche secondo Takahashi.

Da come sono definiti  $Re$ ,  $Ba$  e  $h/d$  si capisce che peso abbiano le forze in gioco; ad esempio, all'aumentare del numero di Bagnold e al diminuire sia del numero di Reynolds che della profondità relativa prevarranno le forze collisionali e, osservando il diagramma in Figura 2.19, il *debris-flow* sarà definito come grano-inerziale.

Quando le tensioni viscoso prevalgono, si parla di *debris-flow* viscoso, mentre quando le tensioni turbolente sono maggiori rispetto alle tensioni viscoso e collisionali si parla di *debris-flow* turbolento.

L'area evidenziata in grigio, invece, è il dominio delle colate detritiche "ibride", ovvero fenomeni che hanno caratteristiche intermedie tra le tre sottoclassi appena definite.

## 2.4 Reologia delle colate detritiche

La reologia è la scienza che studia le caratteristiche delle deformazioni di un determinato materiale sottoposto a sollecitazioni dovute a forze esterne; spesso, materiali soggetti ad uno stesso sistema di forze rispondono in maniera diversa (Petti, 2010) a seconda della loro natura e composizione. Il comportamento reologico dei *debris-flow*, in questo caso, può essere interpretato come il risultato delle interazioni che si hanno tra la componente solida e fluida che costituisce la miscela.

È di fondamentale importanza l'identificazione di una legge reologica appropriata per lo studio, la modellazione e la previsione di un evento di *debris-flow* (Iverson, 2003).

Come già accennato nel paragrafo 2.2, gli sforzi all'interno di un *debris-flow* possono essere distinti tra:

- sforzi che avvengono all'interno della sola fase solida, come le azioni di tipo attritivo e collisionale;
- sforzi che avvengono all'interno della sola fase fluida, come le azioni di tipo viscoso e quelle dovute alla turbolenza
- interazioni tra gli elementi della fase solida ed il fluido interstiziale

Facendo riferimento ad un moto 1D, in condizioni di moto uniforme, le tensioni sono lineari (Petti, 2010) e le velocità variano lungo il tirante a seconda del tipo di materiale in gioco e, quindi, a seconda del modello utilizzato (Figura 2.20).

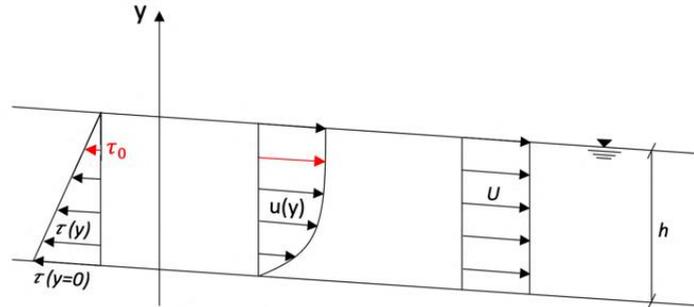


Figura 2.20: Moto 1D: distribuzioni delle tensioni e delle velocità.

In Figura 2.20 si riporta con  $\tau_0$  la tensione di soglia,  $u(y)$  la velocità del flusso in corrispondenza di un tirante  $y$  e con  $U$  la velocità media.

Fra i modelli reologici generalmente più utilizzati in letteratura troviamo il modello di *Bingham* (Bingham e Green, 1919), il modello di *Herschel-Bulkley* (1926), il modello quadratico di O'Brien e Julien (1988) ed il modello di Voellmy (1955).

Il modello di *Bingham* descrive il comportamento del fluido viscoplastico; ovvero un fluido per il quale esiste una tensione di soglia,  $\tau_0$ , che determina il comportamento del fluido stesso. Se questa tensione viene superata, l'eccesso di tensione provoca un deflusso caratterizzato da una velocità  $u(y)$  che risponde ad una legge newtoniana. Se la tensione, invece, non supera  $\tau_0$  non si ha alcuno scorrimento relativo. Questo modello esprime un legame lineare tra lo sforzo di taglio e la velocità di deformazione a taglio nel modo seguente:

$$\begin{cases} \frac{du}{dy} = 0 & \tau(y) < \tau_0 \\ \tau(y) = \tau_0 + \mu_B \frac{du}{dy} & \tau(y) > \tau_0 \end{cases} \quad (2.8)$$

dove  $\tau$  [Pa] è lo sforzo di taglio,  $\mu_B$  [Pa s] è la viscosità di Bingham.

Johnson (1965) e Yano e Daido (1965) sono i primi ad aver considerato questo modello per lo studio delle colate detritiche.

Il modello di *Herschel-Bulkley* rappresenta una generalizzazione del precedente per descrivere un fenomeno di colata detritica:

$$\begin{cases} \frac{du}{dy} = 0 & \tau(y) < \tau_0 \\ \tau(y) = \tau_0 + K \left( \frac{du}{dy} \right)^\eta & \tau(y) > \tau_0 \end{cases} \quad (2.9)$$

dove  $\tau$  [Pa] è lo sforzo di taglio,  $\tau_0$  [Pa] la tensione di soglia valutata con Mohr-Coulomb,  $K$  l'indice di consistenza e  $\eta$  l'indice di pseudoplasticità che è un parametro che può essere calibrato.

È un modello che risulta molto appropriato per descrivere i *mud-flows*, in particolare per  $\eta = \frac{1}{3} = 0.\bar{3}$  (Laigle e Coussot, 1997).

Il modello quadratico di O'Brien e Julien (1988) si propone di combinare insieme i fenomeni di tipo viscoplastici con quelli grano-inerziali. La relazione dello sforzo tangenziale è la seguente:

$$\begin{cases} \frac{du}{dy} = 0 & \tau(y) < \tau_0 \\ \tau(y) = \tau_0 + \mu_N \left(\frac{du}{dy}\right) + C \left(\frac{du}{dy}\right)^2 & \tau(y) > \tau_0 \end{cases} \quad (2.10)$$

dove  $\tau_0$  è la tensione di soglia e  $\mu_N$  è un parametro legato alla viscosità dinamica del fluido. Se non è possibile determinare questo parametro per via sperimentale, gli autori (O'Brien et al., 1993) propongono alcune relazioni in cui lo legano alla concentrazione, come, ad esempio:

$$\mu_N = \alpha e^{\beta c} \quad (2.11)$$

dove  $\alpha$  e  $\beta$  sono dei coefficienti empirici e  $c$  è la concentrazione volumetrica dei sedimenti.

Nella seconda equazione della (2.10), il primo termine rappresenta la tensione di soglia rappresentativa degli sforzi frizionali, il secondo termine rappresenta gli sforzi viscosi e nel terzo termine compare il parametro  $C = \rho_m l^2 + f(\rho_m, c_v)d^2$  che fa riferimento agli sforzi turbolenti e collisionali, dove  $l$  è la lunghezza di mescolamento di Prandtl. La prima componente di  $C$  è legata alla turbolenza della fase fluida, mentre la seconda è legata agli sforzi collisionali dei grani, definita da Bagnold (1954) come:

$$f(\rho_m, c_v) = 0.01 \rho_m \left[ \left( \frac{c_{max}}{c_v} \right)^{1/3} - 1 \right] \quad (2.12)$$

dove  $c_{max}$  è la concentrazione di massimo impaccamento.

Egashira et al. (1989) modificarono questa relazione, ottenendo:

$$f(\rho_s, c_v) = \frac{\pi}{12} \left( \frac{6}{\pi} \right)^{1/3} \sin^2 \alpha_1 \rho_s (1 - e_n^2) c_v^{1/3} \quad (2.13)$$

in cui il valore del coefficiente di restituzione energetica dopo l'impatto varia tra 0.70 e 0.85 in caso di sabbia,  $\alpha_1$  è l'angolo medio di impatto tra le particelle.

Il modello di Voellmy (1955) è stato inizialmente utilizzato per studiare il moto delle valanghe e successivamente modificato da Koerner (1976) per considerare anche i *debris-flow* granulari con la seguente formulazione:

$$\tau|_{y=0} = \tau_0 + \gamma_m \left( \frac{u^2}{\xi} \right) \quad (2.14)$$

$$\tau_0 = \mu_c h \gamma_m \cos\theta \quad (2.15)$$

dove  $\mu_c$  è definito come coefficiente di attrito cinetico,  $h$  è il tirante,  $\theta$  è l'inclinazione del pendio e  $\xi$  è il coefficiente di attrito turbolento.

Si tratta di un modello in cui la geometria reale del pendio viene fortemente semplificata attraverso due tratti a pendenza costante che rappresentano la zona di scorrimento e la zona di arresto (Figura 2.21).

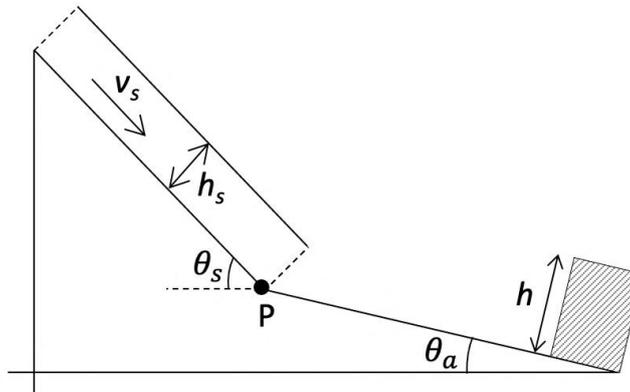


Figura 2.21: Schematizzazione della geometria reale del pendio secondo il modello di Voellmy.

Nella zona di scorrimento si ipotizza che la colata abbia raggiunto il moto uniforme e il bilancio delle forze in questo caso permette di calcolare la velocità a regime come:

$$v_s = [\xi h_s (\sin\theta_s - \mu \cos\theta_s)]^{0.5} \quad (2.16)$$

dove  $h_s$  è l'altezza raggiunta dalla colata nella zona di scorrimento e  $\mu$  è il coefficiente di attrito Coulombiano.

Nella zona di arresto, invece, la determinazione della distanza necessaria alla colata per arrestarsi è ottenuta considerando il moto decelerato di un corpo rigido, in cui il lavoro fatto dalle resistenze al moto deve uguagliare la perdita di energia potenziale e cinetica.

---

## 2.5 Metodologie di analisi

Per lo studio delle colate detritiche, si può procedere mediante diversi metodi di analisi. Le due tipologie più diffuse sono quella dei metodi empirici e quella dei metodi deterministici (o fisicamente basati) (Einstein, 1988; Guzzetti et al., 2020).

Qualunque sia il metodo utilizzato, la fase di monitoraggio consente una più efficace previsione e mitigazione del rischio associato (Itakura et al., 2005). Verranno di seguito descritte le caratteristiche del monitoraggio dei bacini a rischio di colate detritiche e, successivamente, le due tipologie di analisi appena citate.

### 2.5.1 Monitoraggio

Il monitoraggio può essere effettuato sia per finalità di allertamento e, in questo caso, la finalità è quella di proteggere degli elementi a rischio; sia per finalità di studio, mediante misure post-evento o misure storiche in bacini attrezzati.

Itakura et al. (2005) suddividono i principali strumenti di misura in due gruppi:

- euleriani: strumenti che rilevano il flusso di *debris-flow* in modo da ottenere le caratteristiche utili per le analisi in un punto stazionario del bacino (come, ad esempio, il pluviometro, l'idrometro, il radar, il sensore di vibrazioni al suolo, il sensore a infrarossi, etc.);
- lagrangiani: strumenti che stimano le caratteristiche del fenomeno muovendosi con il flusso stesso (come, ad esempio, un sensore accelerometrico).

Inoltre, le tecniche di monitoraggio vengono anche suddivise ulteriormente in base alla funzione (previsione, rilevamento, rilevamento di prossimità e misura del livello dell'acqua nel canale) e in base alla prestazione dello strumento (dati a contatto/senza contatto, riutilizzo dopo un facile reset, funzionamento in caso di maltempo, attivo/passivo e basso consumo energetico).

Oltre agli strumenti classici di misurazione come il pluviometro, in grado di misurare la precipitazione, e l'idrometro, in grado di misurare l'altezza idrometrica (Tabella 2.5), esiste anche il cosiddetto sensore a filo (*wire sensor*). Questo strumento è in grado di misurare la profondità massima e l'istante in cui si verifica l'onda della colata grazie ad una serie di fili tesi a diversi livelli. La misura si ottiene osservando il filo più alto che è stato rotto dal passaggio del *debris-flow*. Come si può intuire, i fili devono essere ripristinati ad ogni evento in quanto non saranno più in grado di misurare ulteriori eventi minori che avvengono dopo l'evento principale. Altri strumenti utili per la determinazione della profondità massima possono essere i teodoliti e il *GPS*; essi vengono utilizzati per la misurazione delle tracce lasciate dal passaggio della colata sulla vegetazione e/o sulle opere civili (come, ad esempio, le pile dei ponti) presenti lungo il canale o sulle sponde (Arattano e Marchi, 2008).

I sensori a ultrasuoni (*ultrasonic sensor*) sono dispositivi che, una volta installati al di sopra del canale, sono in grado di registrare gli idrogrammi del flusso detritico, il livello dell'acqua nel canale in cui essi sono installati; analogamente, anche il sensore

radar è in grado di registrare l'idrogramma della miscela e l'altezza dell'acqua nel canale (Hürlimann et al., 2003).

A differenza dei sensori a ultrasuoni, i sensori di vibrazioni al suolo (*ground vibration sensor*) vengono installati ad una distanza di sicurezza dal letto del canale evitando così eventuali guasti dovuti dal passaggio della colata detritica.

Anche i sensori a infrarossi (*infrared photobeam sensor*) possono essere utilizzati come strumento per rilevare le colate detritiche in quanto l'onda del *debris-flow* interrompe i raggi emessi dai sensori, rendendo possibile il rilevamento del suo passaggio (Chang, 2003).

Tabella 2.5: Dispositivi e metodi di monitoraggio e prestazione per la previsione dell'allerta delle colate detritiche (Itakura et al., 2005).

Devices and methods	functions				performance				
	occurrence prediction	occurrence detection	proximity sensing	discharge estimation	contact (C) or non-contact (NC)	reuse /reset	working in bad weather	active (A) or passive (P)	low power
<b>I. Euler group</b>									
1. rain gauge	○	×	×	×	NC	Y	Y	P	Y
2. strain gauge	△	○	○	△	NC	Y	Y	P	Y
3. ultrasonic gauge	–	○	○	○	NC	Y	Y	A	Y
4. wire sensor	×	○	○	△	C	Y/N	Y	P/A	Y/N
5. pressure sensor	–	△	△	△	C	Y	Y	P	Y
6. ground vibration sensor									
(a) microphone	–	△	○	○	NC	Y	Y	P	Y
(b) seismometer	–	△	○	○	NC	Y	Y	P	Y
(c) moving coil	–	△	○	○	NC	Y	Y	P	Y
(d) piezoelectric	–	△	○	○	NC	Y	Y	P	Y
7. image processing									
(a) spatial filtering	×	△	○	△	NC	Y	*1	P	*2
(b) MPEG method	×	△	○	△	NC	Y	*1	P	*2
(c) STD method	×	△	○	△	NC	Y	*1	P	*2
(d) correlation	×	△	○	△	NC	Y	*1	P	*2
8. radar	–	△	○	△	NC	Y	Y	A	N
9. bucket/load cell	×	×	×	△	C	N	Y	P	N
10. Infrasonic sensor	–	○	○	–	NC	Y	Y	P	Y
<b>II. Lagrange group</b>									
1. accelerometer	–	△	△	–	C	N	Y	P	*3
2. integrated sensor	–	○	○	△	C	N	Y	P	*3

○ useful, △ possible, × impossible, – to be investigated

\*1 difficult in fog, \*2 with a computer system, \*3 demand of high power for sending the signal

Abbreviations: MPEG; moving picture-cording experts group, STD; spatio-temporal derivative

Come anticipato nel paragrafo 2.1.2.1, il bacino del torrente Moscardo dal 1989 è monitorato dal CNR-IRPI e ad oggi il sistema di monitoraggio prevede una coppia di sensori ad ultrasuoni posizionati ad una distanza di circa 80 metri sul letto del fiume, per misurare la portata di base, una videocamera ad alta risoluzione ad infrarossi e tre pluviometri posizionati a diverse altezze (Figura 2.22).

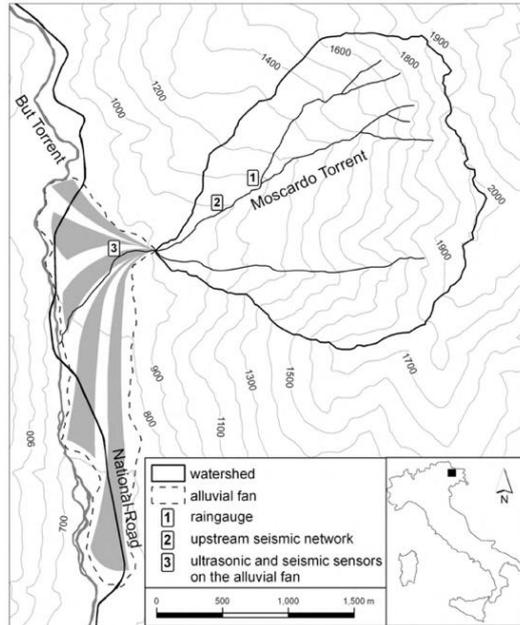


Figura 2.22: Bacino del Torrente Moscardo, Friuli Venezia-Giulia (Arattano et al., 2012).

## 2.5.2 Metodi empirici

Nei metodi empirici rientra la definizione di soglie pluviometriche empiriche per il possibile innesco dei movimenti franosi, inclusi i *debris-flow*. La soglia di precipitazione è il fulcro dell'allerta precoce delle colate detritiche (Staley et al., 2013) e, in genere, viene stabilita in base alle combinazioni di parametri pluviometrici. Una soglia di pioggia stabilisce le condizioni pluviometriche (come ad esempio la durata, l'intensità e la pioggia cumulata) che, se raggiunte o superate, possono dare origine ai fenomeni. Tale soglia si definisce empirica se viene determinata a posteriori, analizzando le condizioni pluviometriche che in passato hanno innescato il fenomeno. Il metodo empirico più utilizzato per studiare fenomeni innescati da precipitazioni intense e di breve durata è quello che riguarda le soglie di intensità-durata, *ID* (Caine, 1980).

Le equazioni proposte in letteratura mettono in relazione l'intensità ( $I$ ) e la durata ( $D$ ) dell'evento pluviometrico che può innescare il *debris-flow* ed assumono la forma generale:

$$I = \alpha D^\beta \quad (2.17)$$

in cui  $\alpha$  e  $\beta$  sono costanti dove generalmente  $\beta < 1$  nel caso delle colate detritiche (Guzzetti et al., 2007) in quanto sta ad indicare che l'intensità della precipitazione è preponderante rispetto alla durata.

La stima della soglia empirica di intensità-durata permette di individuare per quali valori si possono innescare fenomeni di colata detritica. Le caratteristiche delle precipitazioni sono stimate grazie all'utilizzo di pluviometri e, per questo motivo, possono essere introdotti errori nella determinazione dell'intensità e durata dell'evento dovuti, ad esempio, alla variabilità spaziale della pioggia oppure agli errori strumentali legati allo strumento stesso.

A tal proposito, Nikolopoulos et al. (2014) hanno effettuato uno studio riguardante l'impatto dell'incertezza nella stima delle precipitazioni sull'identificazione di soglie pluviometriche (Figura 2.23).

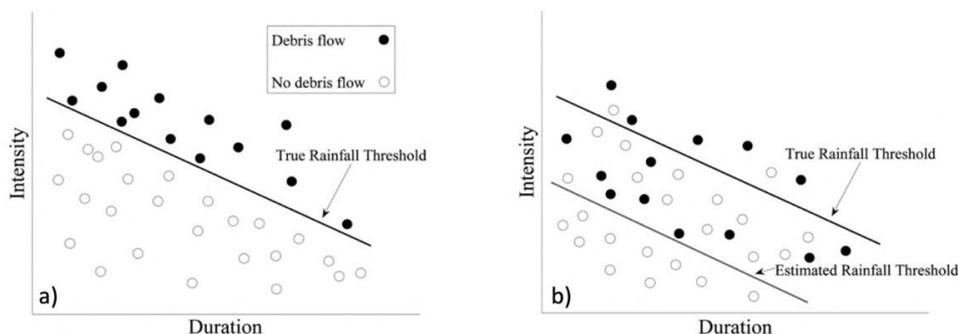


Figura 2.23: Soglia pluviometrica empirica; a) condizioni ideali e b) condizioni ideali influenzate dall'incertezza nella stima della precipitazione (Nikolopoulos et al., 2014).

A causa di queste incertezze, si può verificare che alcuni valori dell'intensità di pioggia saranno sottostimati ed altri, invece, saranno sovrastimati (Figura 2.23b).

Quindi, uno degli approcci più utilizzati per mitigare il rischio associato alle colate detritiche è l'implementazione di sistemi di allerta precoce basati su soglie di precipitazioni ben definite (Hua-Li Pan et al., 2018).

Caine (1980), per la stima delle soglie pluviometriche, considera solamente gli eventi di pioggia innescanti individuando un limite al di sotto del quale non vi è la probabilità che si sviluppi una frana. Shied e Chen (1995), invece, hanno stabilito la condizione critica del debris flow in base alla relazione tra le precipitazioni cumulate e l'intensità delle precipitazioni.

Guzzetti et al. (2007) distinguono tre tipi diversi di soglie pluviometriche empiriche.

- Soglie pluviometriche globali: definiscono un limite "universale" al di sotto del quale non si verifica il fenomeno, indipendentemente dalle condizioni locali morfologiche, litologiche e uso del suolo (Caine, 1980; Innes, 1983; Clarizia et al., 1996).
- Soglie pluviometriche regionali: definite per aree che si estendono da poche a diverse migliaia di km<sup>2</sup> con caratteristiche meteorologiche e climatiche simili. Queste soglie sono particolarmente adatte per sistemi di allerta di frane basati su previsione, stime o misurazioni quantitative delle precipitazioni. Queste soglie forniscono prestazioni ragionevolmente buone nell'area in cui sono state sviluppate, ma non possono essere utilizzate in aree limitrofe (Crosta, 1989).
- Soglie pluviometriche locali: considerano in maniera esplicita o implicita il regime climatico locale e l'assetto geomorfologico. Possono essere applicate al singolo evento di frane o ad un gruppo di frane avvenute in una area che si estende da pochi km<sup>2</sup> a centinaia di km<sup>2</sup>. Come per le soglie regionali, anche quelle locali si adattano bene all'area considerata, ma non possono essere facilmente esportate in aree limitrofe (Crosta, 1989).

Utilizzare una soglia regionale anziché una soglia locale può portare a risultati poco precisi e, quindi, alla generazione di “falsi positivi” o “falsi negativi”.

Altri metodi empirici riguardano la stima del volume del *debris-flow*, sia solido sia della miscela, e la stima della distanza di arresto della colata (*runout*). Quest’ultima rappresenta la distanza tra il punto in cui la colata inizia a rallentare e il punto in cui si arresta completamente.

Per quanto riguarda la stima del volume della miscela, alcuni studiosi (Takei, 1984; Marchi e Tecca, 1996; Bottino e Crivellari, 1998) hanno ricavato la formulazione empirica nella forma:

$$V_{SL} = \alpha A^\beta \quad (2.18)$$

Dove  $V_{SL}$  [m<sup>3</sup>] è il volume della miscela,  $A$  [km<sup>2</sup>] è l’area del bacino,  $\alpha$  e  $\beta$  sono due parametri ricavati sperimentalmente dagli autori stessi (Tabella 2.6).

Tabella 2.6: Valori dei parametri  $\alpha$  e  $\beta$  assunti in letteratura.

AUTORI	$\alpha$	$\beta$
Takei (1984)	13600·c	0.61
Marchi e Tecca (1996)	70000	1
Bottino e Crivellari (1998)	21241	0.28

La formulazione di Takei (1984) è stata ricavata grazie all’analisi di 551 eventi avvenuti in Giappone tra il 1972 e il 1977 in bacini aventi area compresa tra 0.01 km<sup>2</sup> e 100 km<sup>2</sup>; l’autore ha ricavato il volume della miscela anche in funzione di un fattore correttivo,  $c$  (Tabella 2.6), posto pari a 0.52.

Marchi e Tecca (1996), invece, propongono la loro formulazione a seguito di uno studio di 39 eventi verificatisi nelle dolomiti e in bacini di area compresa tra 0.1 km<sup>2</sup> e 20 km<sup>2</sup>. Nel 1993, a partire da alcuni fenomeni di colata detritica verificatisi ad Ivrea e dall’interpolazione dei volumi di *debris-flow* misurati, Bottino e Crivellari (1998) hanno ricavato i parametri riportati in Tabella 2.6. Quest’ultima formulazione può essere utilizzata per avere una stima del valore del volume della miscela in piccoli bacini montani aventi una superficie massima di 0.4 km<sup>2</sup>.

Yazawa e Mizuyama (1993), invece, proposero la formulazione seguente:

$$V_{SL} = n_a \cdot A \cdot V_r \quad (2.19)$$

dove  $n_a$  è un fattore correttivo adimensionale i cui valori variano da 0.5, per un’area del bacino pari a 10 km<sup>2</sup>, a 3, per un’area pari a 0.1 km<sup>2</sup>.  $V_r$  [m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>] è un valore tabellato che dipende dal contesto litologico (Tabella 2.7):

Tabella 2.7: Valori che assume il parametro  $V_r$ .

CONTESTO LITOLOGICO	$V_r$ (m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> )
Zone granitiche	50000
Zone vulcaniche	80000
Zone con formazioni terziarie	40000
Zone fortemente dissestate	100000
Altre zone	30000

Per quanto riguarda la stima del volume di materiale che si può mobilitare durante un evento, Hampel (1977) stima il volume della miscela in funzione dell'area del bacino,  $A$  [km<sup>2</sup>], e della pendenza del conoide,  $i_f$  [%], mediante la formula seguente:

$$V_{SL} = 150 \cdot A \cdot (i_f - 3)^{2.3} \quad (2.20)$$

È possibile utilizzare questa formula solo nel caso di bacini con un'area inferiore a 10 km<sup>2</sup> altrimenti, uscendo dai limiti di applicazione della stessa, potrebbe dare risultati non attendibili.

Sulla base di 82 eventi di colata detritica esaminati in Svizzera nell'estate del 1987, Rickenmann (1995) propose una formulazione per determinare il volume massimo della colata in funzione della pendenza del conoide e della lunghezza del tratto realmente interessato dal *debris-flow*:

$$V_{SL} = (110 - 2.5 \cdot i_f) \cdot l \quad (2.21)$$

dove  $i_f$  è la pendenza del conoide [%] e  $l$  [m] è la lunghezza del tratto realmente interessato dalla colata.

Altri autori (D'Agostino et al., 1996; Bianco e Franzi, 2000) tengono conto anche dell'indice geologico,  $IG$ , dei detriti che alimentano la rete idrografica.  $IG$  si ottiene moltiplicando la percentuale con cui è presente quella classe litologica nel campione con il punteggio associato e riportato in Tabella 2.8 ed esprime l'erodibilità e le caratteristiche litologiche della rete idrografica.

Tabella 2.8: Classe litologica con relativo punteggio per il calcolo dell'indice geologico I.G.

CLASSE LITOLOGICA	PUNTEGGIO
Copertura quaternaria	5
Filladi	4
Rocce "terrigene": marne, strati di Werfen, etc	3
Rocce laviche degradate, tufi basaltici etc	2
Rocce calcaree	1
Rocce porfiriche, granitiche, dioritiche	0*
* per bacini interamente o parzialmente costituiti da questa litologia, è opportuno un valore cautelativo pari a 0.5	

D'agostino et al. (1996) hanno ricavato una serie di relazioni empiriche a seguito dell'elaborazione di dati relativi a 62 bacini idrografici del Trentino aventi una superficie inferiore a 45 km<sup>2</sup> ed una pendenza media dell'asta principale compresa tra

11% e 71%. Le due relazioni che hanno fornito agli autori migliori prestazioni e che hanno una accuratezza comparabile sono:

$$V_{S,1} = 39 \cdot A \cdot i_f^{1.5} \cdot IG \cdot IT^{-0.3} \quad (2.22)$$

$$V_{S,2} = 36 \cdot A \cdot i_f^{1.5} \cdot IG \cdot (1 + CS)^{-0.3} \quad (2.23)$$

dove  $V_S$  [m<sup>3</sup>] è il volume complessivo solido di un evento estremo,  $i_f$  [%] è la pendenza dell'asta principale.

Nella prima relazione compare  $IT$  che rappresenta l'indice di trasporto basato sulla classificazione di Aulitzky (1972); questo è un parametro che varia tra 1 e 3 e viene solitamente posto pari a 1 nel caso di *debris-flow*, a 2 nel caso di correnti ad alta concentrazione di sedimenti ma con caratteristiche del fluido ancora di tipo newtoniano e a 3 nel caso di trasporto al fondo.

Nella seconda relazione, invece, compare  $CS$  che è il coefficiente di sistemazione e assume un valore compreso tra 0 e 1: pari a 1 nel caso in cui gli interventi nel bacino siano ideali e a decrescere con il diminuire dell'efficacia degli stessi.

Facendo uso delle stesse variabili utilizzate da D'Agostino et al. (1996), Bianco e Franzì (2000) proposero una formulazione che permette di determinare sia il volume solido rilasciato in conoide,  $V_S$  [m<sup>3</sup>], relativo ad eventi rari,  $V_{S_{max}}$  [m<sup>3</sup>], sia quello relativo a fenomeni ricorrenti,  $V_{S_{min}}$  [m<sup>3</sup>]:

$$V_{S(max,min)} = 14000 \cdot i_f^{(1.5-i_f)} \cdot IG^{(1+0.1 \cdot IG)} \pm 13000 \cdot A^{-0.4} \quad (2.24)$$

dove  $A$  [km<sup>2</sup>] è l'area del bacino,  $i_f$  [%] è la pendenza media dell'asta torrentizie e  $IG$  è l'indice geologico.

Questa formulazione è stata ricavata a seguito di studi effettuati per bacini ricadenti in Piemonte, Valle d'Aosta, Valtellina e Trentino con un'area compresa tra 0.11 km<sup>2</sup> e 44.45 km<sup>2</sup>.

Kronfellner-Kraus (1985), infine, ricava il volume solido sempre in funzione dell'area del bacino (per bacini aventi  $A < 80$  km<sup>2</sup>), ma anche di altri parametri come la pendenza,  $i_f$ , e il fattore di torrenzialità,  $K$ , che assume valori compresi tra 500 e 1500 in base all'ampiezza del bacino. I bacini più estesi avranno un valore prossimo a 500, mentre piccoli bacini acclivi con ampie aree instabili e in erosione avranno valori prossimi a 1500. La formulazione proposta da Kronfellner-Kraus (1985) è la seguente:

$$V_S = K \cdot A \cdot i_f \quad (2.25)$$

dove  $K = b/e^{c \cdot A}$ , in cui i valori dei parametri  $b$  e  $c$  sono proposti dall'autore per le diverse zone del territorio austriaco;  $K$  permette di determinare in maniera speditiva l'erosione massima che si può verificare nel bacino.

Come si può notare dalla Figura 2.24, i valori dei volumi ottenuti dalle relazioni proposte in letteratura sono notevolmente diversi. Queste formulazioni, come

d'altronde tutti i metodi empirici, forniscono solo delle stime approssimative locali da confrontare poi con rilievi effettuati sul campo e/o con i risultati ottenuti mediante metodi più approfonditi come, ad esempio, la modellazione numerica; quest'ultima, oltre a considerare le caratteristiche morfologiche del bacino, può tenere conto anche delle caratteristiche pluviometriche dell'evento meteorico che non vengono considerate nelle formulazioni descritte precedentemente.

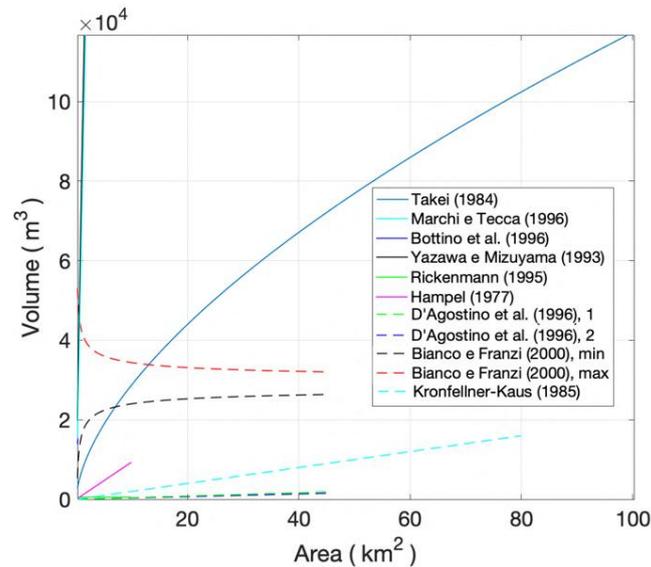


Figura 2.24: Formulazioni per il calcolo del volume della miscela (linea continua) e del volume solido (linea tratteggiata) che costituisce i debris-flow.

In letteratura sono presenti numerosi metodi per la stima della *runout*, ma la maggior parte di essi considerano dei parametri di input che sono di difficile determinazione. Hungr et al. (1984) e VanDine (1996) proposero un metodo che metteva in relazione la distanza di arresto con il volume della colata e con la geometria del deposito. Rickenmann (1999) ha proposto la relazione seguente:

$$L = 1.9 V^{0.16} H^{0.83} \quad (2.26)$$

dove  $L$  [m] è la proiezione orizzontale della distanza di arresto,  $V$  [m<sup>3</sup>] è il volume della colata,  $H$  [m] è il dislivello considerato tra il punto di innesco e il punto di deposito più basso del *debris-flow*. Vandre (1985) propose un metodo in cui la distanza di arresto,  $L$ , è funzione di un coefficiente empirico, generalmente pari a 0.4, e il dislivello tra il punto di innesco del *debris-flow* e il punto dove inizia a depositarsi il materiale sulla base di una pendenza minima. Se la pendenza è maggiore di un determinato angolo chiamato "angolo critico" (generalmente compreso fra 10°-15°), il materiale continua a muoversi liberamente senza arrestarsi; se la pendenza è minore di un angolo limite (generalmente compreso fra 4°-5°) il materiale si arresta immediatamente. Invece, nel caso intermedio (angolo compreso fra l'angolo limite e l'angolo critico) il materiale si arresta o al raggiungimento della distanza di arresto o al raggiungimento della pendenza limite del pendio (Burton and Bathurst, 1998).

Il modello Average Channel Slope, ACS (Prochaska et al., 2008) si basa sulla stima dell'angolo di runout,  $\alpha$ , a partire dalla pendenza media del pendio,  $\beta$ . Prochaska et al. (2008), hanno identificato la fase di propagazione della colata in relazione al seguente rapporto:

$$\frac{\alpha}{\beta} = 0.88 \quad (2.27)$$

Il punto di riferimento degli angoli  $\alpha$  e  $\beta$  è il punto a metà tra il punto di innesco della colata e l'inizio del deposito, come mostrato in Figura 2.25.

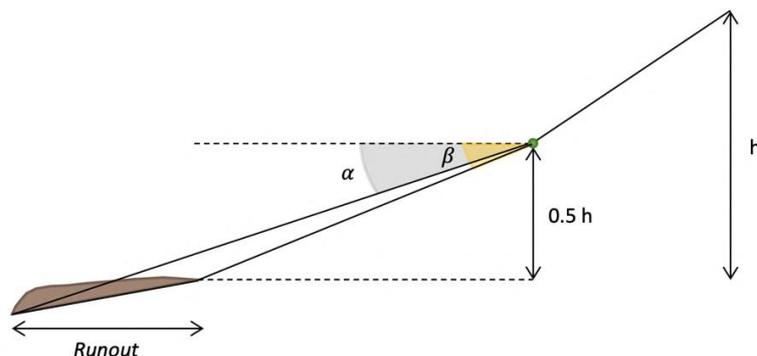


Figura 2.25: Schema modello Average Channel Slope, ACS.

Conoscendo l'angolo  $\beta$  risulta di facile determinazione l'angolo di runout grazie alla relazione proposta dagli autori. Come si può intuire, risulta di fondamentale importanza conoscere il punto di innesco e di inizio deposito del debris-flow; talvolta queste informazioni non sono facilmente reperibili, ma questo metodo può risultare utile per un'analisi speditiva iniziale.

Voellmy (1955), invece, propose la formulazione seguente per valutare la distanza di arresto:

$$L = \frac{v_s^2}{\left[ 2g(\mu \cos\theta_a - \sin\theta_a) + \frac{v_s^2 g}{\xi h} \right]} \quad (2.28)$$

dove  $\theta_a$  è la pendenza della zona di arresto,  $\mu$  e  $\xi$  sono i parametri di resistenza caratteristici del modello reologico di Voellmy,  $v_s$  è la velocità massima raggiunta a regime dalla colata nella zona di scorrimento,  $h$  è l'altezza media del deposito (Figura 2.21).

### 2.5.3 Metodi deterministici

I metodi deterministici si basano sulla simulazione sia dei processi fisici, a partire dall'elemento meteorico di innesco, sia dei principali processi idrologici e vengono utilizzati anche per simulare la propagazione e l'arresto del debris-flow. Alcuni studi includono anche un modulo di stabilità del pendio per le stime del materiale che si distacca (Shen et al., 2018), mentre altri, non includendo questo modulo, stimano il materiale che si mobilita per via empirica come descritto nel paragrafo precedente.

In Figura 2.26 si riporta la catena modellistica proposta da Shen et al. (2018) costituita da due moduli: il modulo che studia l'innescò del debris-flow ed il modulo che studia la dinamica e il deposito della colata stessa. A monte di questi, vi è la sezione dedicata all'acquisizione dei dati ovvero dei dati di precipitazione e dei dati morfologici ricavabili dal *DTM* (*Digital Terrain Model*).

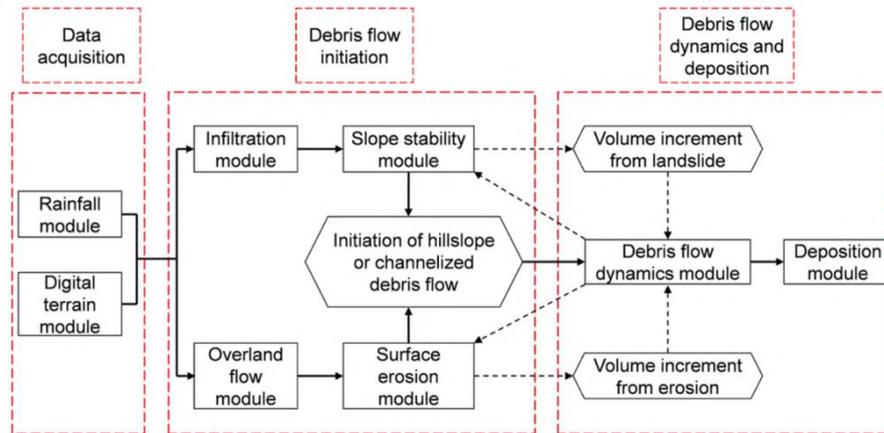


Figura 2.26: Esempio di un approccio per lo studio del fenomeno dei debris-flow (Shen et al., 2018).

Il *DTM* discretizza l'area di studio in una griglia in cui, ad ogni cella, vengono assegnate informazioni geologiche, idrologiche e geotecniche dell'area di studio. Le precipitazioni, generalmente, vengono considerate come il fattore scatenante, mentre l'infiltrazione dell'acqua nel terreno viene simulata per analizzare il profilo di pressione dell'acqua interstiziale e per calcolare il deflusso superficiale. I due meccanismi fisici di innesco che questo approccio considera sono la stabilità del pendio e l'erosione superficiale. Una volta che la colata detritica è stata innescata, la propagazione della miscela viene analizzata attraverso il modulo apposito. Lungo il percorso si può verificare il trascinarsi del materiale solido proveniente da ulteriori cedimenti del pendio e dall'erosione del letto dell'alveo. Infine, il processo di deposito viene valutato attraverso il modulo di deposizione. È possibile, inoltre, valutare la distanza di deflusso, l'area di inondazione e il volume di deposizione dei flussi detritici.

Anche Gregoretto et al. (2016; 2018) hanno sviluppato una catena modellistica che accoppia un modello idrologico ad un modello idraulico. La modellazione idrologica riguarda l'utilizzo di un modello che si basa sul metodo *SCS-CN* (*Soil Conservation Service-Curve Number*) per poter stimare l'idrogramma di piena (Cazorzi, 2002); per la modellazione idraulica, invece, gli autori utilizzano un modello sviluppato in house. Inizialmente, il modello era monofase e quindi considerava la miscela della colata (Gregoretto et al., 2016), dopodiché è stato modificato per poter considerare la fase solida e fluida separatamente (Gregoretto et al., 2019). Entrambe le versioni del modello sono a fondo mobile; ciò vuol dire che durante la propagazione viene considerata e modellata anche l'erosione, insieme al deposito, utilizzando la relazione empirica proposta da Egashira et al. (2001).

---

Nel presente lavoro di tesi si è scelto di implementare una catena modellistica basandosi su quella proposta da Shen et al. (2018) i cui dettagli verranno descritti nel Capitolo 4.

Le due componenti modellistiche principali sono, quindi, quella idrologica e quella idrodinamica di cui si fornisce di seguito una breve panoramica.

### 2.5.3.1 Componente idrologica

Come già anticipato, è necessario uno studio idrologico preliminare che simuli i principali processi idrologici al fine di ottenere la portata liquida che fluisce in una specifica sezione di chiusura.

I modelli idrologici possono essere suddivisi in base a tre principali classificazioni:

- classificazione secondo il livello di rappresentazione del sistema: modelli empirici (*black box*), modelli concettuali, modelli fisicamente basati;
- classificazione secondo la scala temporale: modelli a simulazione continua, modelli a scala di evento;
- classificazione secondo la scala spaziale: modelli concentrati, modelli semi-distribuiti, modelli distribuiti;

I modelli empirici, definiti anche *black box*, necessitano dello ietogramma come input e forniscono, risolvendo una relazione empirica, l'idrogramma di piena come output. Questi modelli non tengono in considerazione la conservazione della massa e il bilancio della quantità di moto e, più in generale, nessuna legge fisica.

I modelli concettuali schematizzano i processi idrologici che avvengono nel bacino idrografico con l'ausilio di una serie di serbatoi lineari (modello di invaso) o canali lineari (modello cinematico). I modelli più complessi sono i modelli fisicamente basati, i quali non sono basati su elementi concettuali, ma tentano di simulare la quasi totalità dei processi idrologici che avvengono nel bacino idrografico di interesse attraverso un sistema di equazioni differenziali per rappresentare i fenomeni quali, ad esempio, l'evapotraspirazione.

Un'altra classificazione distingue i modelli a simulazione continua, ovvero quei modelli in grado di simulare i processi idrologici per un periodo molto lungo, dai modelli a scala di evento, ovvero quei modelli che simulano un periodo di tempo che comprende esclusivamente l'evento di colata detritica. I modelli a simulazione a scala di evento necessitano come input anche le condizioni iniziali, a differenza dei modelli a simulazione continua che le calcolano da sé.

Come ultima classificazione si distinguono i modelli concentrati, ovvero quei modelli che considerano l'intero bacino come volume di controllo e, quindi, come input si avrà un unico valore, che corrisponde alla media, per ogni grandezza idrologica (come, ad esempio, la precipitazione, la temperatura, l'umidità, etc.). In questo caso la variabilità spaziale non è considerata (Figura 2.27).

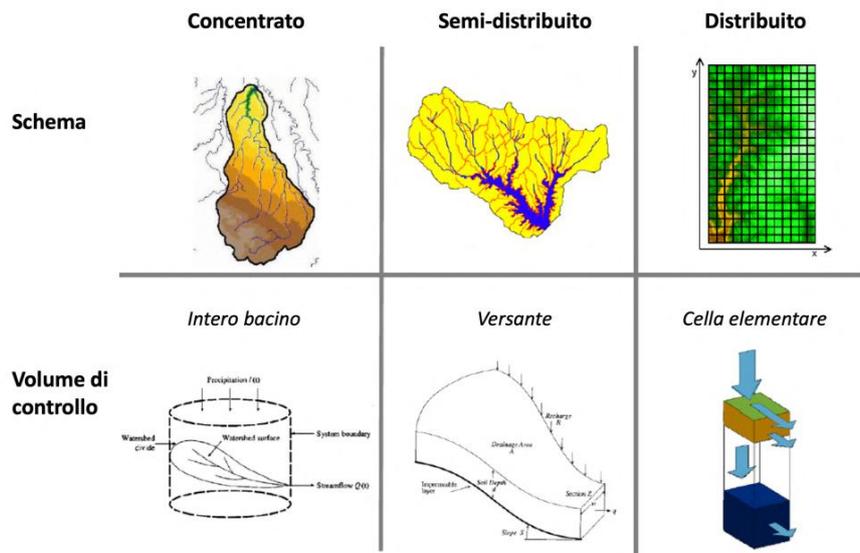


Figura 2.27: Classificazione dei modelli idrologici secondo la scala spaziale (dispense del Dip. Scienze della terra e geologico Ambientali, UniBo).

I modelli semi-distribuiti discretizzano l'area di interesse in sottobacini e, quindi, il volume di controllo è rappresentato dal versante del bacino in esame. In ogni sottobacino si opera in modo concettuale o fisicamente basato, ma semplificando le equazioni di bilancio. In questo caso la variabilità spaziale è parzialmente considerata e si ha un valore unico di ogni grandezza per ogni sottobacino. Un esempio è il modello a scala di evento e semi-distribuito *HEC-HMS* in cui, oltre a stimare l'idrogramma di piena, è possibile anche determinare degli indicatori di allerta precoce per le alluvioni improvvise in ambiente alpino (Yuan et al., 2019). Il modello *HEC-HMS* utilizza schemi basati sull'Idrogramma istantaneo unitario (IUH) e, per quanto riguarda la propagazione dell'onda di piena lungo l'asta principale, utilizza il metodo cinematico di *Muskingum-Cunge* (Chow, 1959; Cunge, 1969). Anche Bancheri et al. (2019) hanno sviluppato un modello idrologico open-source semi-distribuito a simulazione continua *GEOframe-NewAge*; questo modello è stato applicato in ambiente alpino ed è possibile utilizzarlo anche in bacini poco strumentati ottenendo risultati molto soddisfacenti (Arnone et al., 2023). Per questo lavoro di tesi si è scelto di considerare quest'ultimo modello dove si riporta una descrizione dettagliata nel Capitolo 4.

I modelli più complessi che considerano un buon livello di dettaglio nella variabilità spaziale delle grandezze in gioco sono i modelli distribuiti. Il volume di controllo in questi modelli è la cella elementare e i valori delle grandezze variano sulle singole celle.

Ad esempio, il modello idrologico distribuito *Kinematic Local Excess Model*, *KLEM* (Cazorzi e Dalla Fontana, 1992) è stato utilizzato da Gregoretti e Dalla Fontana (2008) per ricavare l'idrogramma liquido di 30 eventi di colata detritica avvenuti in sei bacini nelle Dolomiti. Il modello *KLEM* è un modello che si basa sul metodo del *Curve Number* (CN) proposto dal *Soil Conservation Service* (SCS) per il calcolo delle precipitazioni effettive e si basa su un approccio cinematico per la propagazione del deflusso alla sezione di chiusura del bacino; inoltre, è un modello che simula bene la situazione reale anche applicato a bacini con una scarsa presenza di dati idrologici (Bath et al., 2001).

---

Nikolopoulos et al. (2010), per simulare la risposta idrologica del bacino del fiume Fella (Friuli Venezia-Giulia), hanno utilizzato il modello idrologico distribuito *Triangulated Irregular Network-based Real-time Integrated Basin Simulator, tRIBS* (Ivanov et al., 2004) che è in grado di rappresentare con più precisione la topografia di una geometria complessa di un bacino. tRIBS tiene conto della variabilità spaziale della vegetazione e di altri descrittori della superficie del suolo, della forzante atmosferica e dell'umidità del suolo; l'infiltrazione viene simulata ipotizzando un pendio inclinato, eterogeneo e anisotropo. Inoltre, tiene conto della ridistribuzione laterale dell'umidità e delle perdite dovute all'evapotraspirazione e al drenaggio delle acque sotterranee.

I modelli idrologici appena descritti forniscono la portata liquida alla sezione di chiusura di interesse; il passo successivo riguarda lo studio della propagazione vera e propria della colata detritica utilizzando dei modelli idrodinamici che propagano la portata solido-liquida della colata. È necessario, quindi, conoscere la portata della miscela (nel caso dell'utilizzo di un modello monofase) o la portata solida (nel caso dei modelli bifase). A tal punto vi sono delle tecniche per determinarla che verranno descritte nel paragrafo 3.5.

### 2.5.3.2 Componente Idrodinamica

In idraulica, per descrivere il moto di un fluido si possono utilizzare due tipi di approccio:

- il metodo euleriano,
- il metodo lagrangiano.

I modelli che considerano un approccio euleriano descrivono il fenomeno di *debris-flow* facendo riferimento a punti fissi nello spazio o ad un volume di controllo. Secondo questo approccio, il miscuglio solido-liquido della colata detritica viene trattato come un continuo (nel caso dei modelli monofase) oppure considerano la fase solida e liquida separatamente (nel caso dei modelli bifase).

Al contrario, i modelli che considerano un approccio lagrangiano descrivono il fenomeno seguendo ogni singola particella o volume di sistema. In questo caso le proprietà quali, ad esempio, velocità e massa sono assegnate a ciascun elemento che costituisce il flusso della colata e, quindi, ogni particella avrà una sua velocità e una sua massa.

Tutti i modelli utilizzano di fatto le stesse equazioni (come il bilancio di massa e il bilancio della quantità di moto), ma scritti in forma lagrangiana o euleriana a seconda dell'approccio scelto. Chiaramente, con un approccio lagrangiano bisogna tenere conto in maniera specifica degli effetti indotti dal contatto e dall'interazione delle particelle che costituiscono la miscela, il che rende tutto molto più complesso e computazionalmente più oneroso.

In letteratura, la maggior parte dei modelli utilizzati sono euleriani in quanto i modelli lagrangiani, su bacini molto estesi, risultano troppo onerosi. Tra questi ultimi, anche se non lo si può definire proprio un metodo Lagrangiano puro, rientra *GeoFlow\_SPH* che utilizza un approccio lagrangiano senza maglia noto come *Smoothed Particle*

*Hydrodynamics (SPH)*. La miscela della colata detritica, nel metodo *SPH*, viene discretizzata come una serie di particelle e le variabili fisiche (posizione delle particelle, velocità, densità, pressione) possono essere calcolate approssimativamente mediante l'interpolazione delle particelle adiacenti con una funzione "kernel".

Per quanto riguarda i modelli euleriani, quello più utilizzato per simulare un evento di colata detritica è il modello, in origine alle differenze finite, *FLO-2D* (O'Brien et al., 1993); la reologia implementata è il modello quadratico proposto da O'Brien e Julien (1988). È un modello monofase e non tiene conto dell'erosione perché considera fisso il letto del fiume. Calligaris et al. (2008) hanno utilizzato questo modello per analizzare 12 bacini situati in Val Canale (Friuli Venezia-Giulia) con diverse caratteristiche geomorfologiche e per simulare l'evento di *debris-flow* avvenuto nell'agosto del 2003. Cesca e D'Agostino (2008) hanno simulato un evento di colata detritica avvenuto nel 2006 nelle Dolomiti confrontando *FLO-2D* e il modello *RApid Mass Movements Simulations, RAMMS*. Anche il modello *RAMMS* è un modello monofase, ma considera la reologia di Voellmy per simulare gli eventi di colata. Gregoretto et al (2016) hanno proposto un modello a celle per la propagazione idraulica delle colate. Il modello è bifase con letto mobile, quindi considera l'erosione durante la propagazione.

Baggio et al. (2021) hanno utilizzato, invece, il modello open source *r.avaflow* per simulare un evento di *debris-flow* avvenuto nel 2017 vicino Cortina D'Ampezzo. Questo modello include la possibilità di scegliere se utilizzare un modello monofase con la reologia di Voellmy oppure il modello bifase di Pudasaini e Mergili (2019).

Il modello *Transport in Rapidly Evolutive Natural Torrent, TRENT-2D* (Armanini et al., 2009) è un modello ai volumi finiti, bifase a fondo mobile e si basa sulla teoria di Takahashi (1978). Rosatti et al. (2015) hanno valutato la capacità del modello di riprodurre un evento reale di *debris-flow* avvenuto nel 2010 in provincia di Trento affermando che può essere un affidabile strumento previsionale per produrre, ad esempio, mappe di pericolosità.

Vagnon et al. (2019) hanno simulato un evento di *debris-flow*, avvenuto nel bacino del fiume Nora (Provincia di Pescara) nell'ottobre del 2000, confrontando due modelli che considerano due approcci diversi, ovvero il modello *RASH<sup>3D</sup>* (Pirulli, 2005) e il modello *GeoFlow\_SPH* (Pastor et al., 2014), menzionato precedentemente. Il modello *RASH<sup>3D</sup>* è un modello agli elementi finiti che discretizza il dominio di interesse in maglie triangolari utilizzando un approccio euleriano.



## Capitolo 3

# Modellazione “idro-morfodinamica” delle colate detritiche

### 3.1 Approccio numerico per lo studio di un evento di colata detritica

La metodologia scelta per lo studio dinamico della propagazione delle colate detritiche a seguito di un evento intenso di precipitazione si basa sull'utilizzo dei modelli numerici a base fisica, sia idrologici che idraulici. Come già anticipato nel Capitolo 2, si è scelto di sviluppare una catena modellistica detta anche “framework idro-morfodinamico” (Figura 3.1) in grado di simulare un possibile evento critico di innesco, attraverso modelli idrologici di piena, e la successiva propagazione a valle del materiale presente in alveo, attraverso la modellazione idraulica. Uno dei principali vantaggi nello sviluppare una metodologia di questo tipo è la possibilità di effettuare delle analisi a posteriori (*back-analysis*) per poter capire meglio i processi che caratterizzano l'evento di colata detritica oppure fare delle previsioni degli eventi di innesco in modo da riuscire a costruire delle mappe di pericolosità e, quindi, effettuare una buona pianificazione e gestione del territorio. L'utilizzo di strumenti fisicamente basati potrebbe inoltre consentire anche di valutare le conseguenze a seguito di vari scenari di cambiamento climatico.

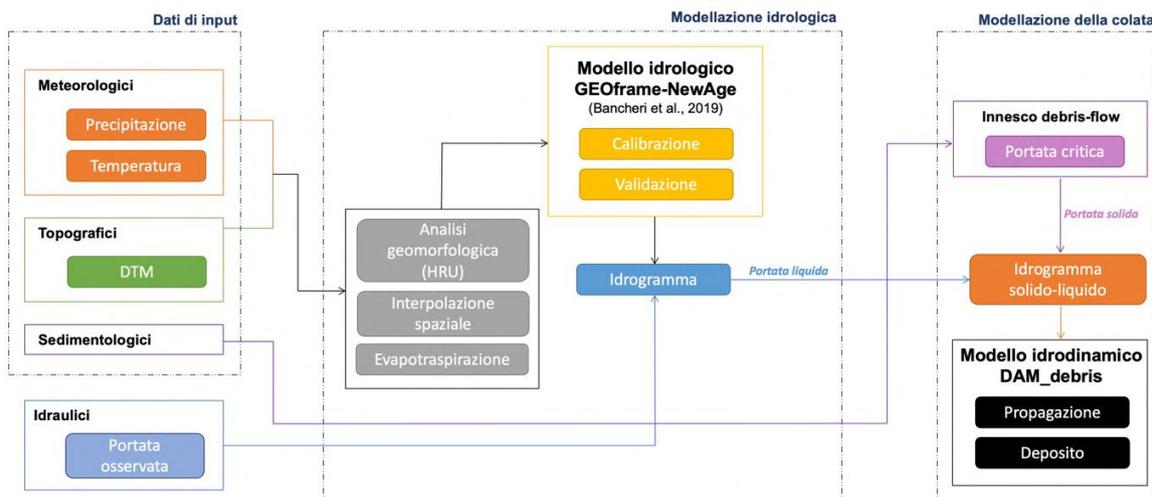


Figura 3.1: Framework idro-morfodinamico per lo studio delle colate detritiche proposta in questo lavoro.

Nella catena modellistica sviluppata (Figura 3.1) i due blocchi principali riguardano la modellazione idrologica e la modellazione idraulica. Per la determinazione dell'idrogramma di piena si è scelto di considerare un modello semi-distribuito e, per la modellazione della propagazione della colata, si è scelto di modificare un modello idrodinamico sviluppato in-house dal gruppo di Idraulica dell'Università degli Studi di Udine.

I dati idrometeorologici come, ad esempio, i dati di precipitazione e di temperatura dell'aria, sono le principali serie temporali di input per la modellazione idrologica.

Un altro dato di input fondamentale è il *DTM*, ed è essenziale per effettuare una precisa analisi geomorfologica del bacino di interesse.

Come anticipato nel Capitolo 2, per la determinazione della portata d'innesco del fenomeno è necessario conoscere, ad esempio, il diametro dei sedimenti ed è quindi necessario possedere i dati sedimentologici necessari. Essi possono essere reperiti da indagini in sito o, in mancanza di queste, da lavori proposti in letteratura grazie a degli studi effettuati da altri autori nello stesso bacino o in bacini limitrofi.

Per la determinazione della portata in corrispondenza della sezione di chiusura di interesse e, quindi, per la costruzione della scala delle portate è necessario essere in possesso anche dei dati del livello dell'acqua nel canale. La portata liquida osservata è di fondamentale importanza sia per eseguire una corretta calibrazione e validazione modello sia per la costruzione dell'idrogramma solido-liquido. Quest'ultimo, come si spiegherà nel dettaglio nel paragrafo 3.3, rappresenta il dato di input per la modellazione idrodinamica.

Nei paragrafi successivi verranno spiegati nel dettaglio i modelli idrologico ed idrodinamico sopra citati con particolare attenzione alla scala temporale e spaziale che dipendono dal modello adottato, come verrà meglio discusso nel Capitolo 4.

## 3.2 Modellazione idrologica

La modellazione idrologica è importante per identificare il cosiddetto “idrogramma liquido” il quale determina verosimilmente l’innescò delle colate detritiche. Inoltre, i fattori da cui dipende quest’ultimo verranno discussi successivamente.

È importante quindi adottare un modello di piena, ovvero un modello che riesca a simulare bene soprattutto l’evento di piena piuttosto che altre situazioni come, ad esempio, gli eventi di magra. I modelli di piena normalmente adottati in contesti di questo tipo sono quelli semi-distribuiti in quanto, a differenza dei modelli distribuiti, non richiedono un eccessivo onere computazionale e sono di più facile applicazione. Inoltre, simulano il comportamento idrologico dell’area di studio fornendo come output gli idrogrammi di piena alla sezione di chiusura di interesse ed in tutti i punti interni al bacino stesso, questi ultimi corrispondono alle sezioni di chiusura di tutti i sottobacini interni.

Dall’analisi bibliografica di tutti i modelli idrologici proposti in letteratura, si è scelto di considerare il modello *GEOframe-NewAge* (Bancheri et al., 2019; Formetta et al., 2014; Abera et al., 2017a) descritto di seguito.

### 3.2.1 Modello idrologico *GEOframe-NewAge*

Il modello idrologico *GEOframe-NewAge* è un modello open-source scritto nel linguaggio di programmazione Java, basato su moduli e semi-distribuito in quanto schematizza il bacino di interesse in sottobacini. Il modello è stato sviluppato in ambiente alpino e questo è molto importante nel caso dello studio delle colate detritiche in quanto il modello simula i principali processi idrologici come lo scioglimento della neve (Formetta et al., 2014), l’evapotraspirazione, l’immagazzinamento dell’acqua nel suolo, il deflusso superficiale e la propagazione dell’onda di piena nell’asta principale (Bancheri et al., 2019). È costituito da diverse componenti che possono essere collegate fra loro in fase di esecuzione, sostituite o addirittura modificate dall’utente (Figura 3.2).

La soluzione del modello include algoritmi di spazializzazione dei dati meteorologici di input (*Kriging*), stima del bilancio della radiazione a onde corte e lunghe (Formetta et al., 2016) stima dell’evapotraspirazione, della fusione della neve e del deflusso all’uscita di ogni *HRU*.

Il modello è stato applicato a diverse condizioni climatiche e a diverse scale spaziali, da grandi bacini fluviali (Abera et al., 2017b) a piccoli bacini (Abera et al., 2017a; Bancheri et al., 2019). Il modello non ha vincoli sulle scale temporali, anche se finora è stato utilizzato solamente a scala oraria; tuttavia, per le analisi delle colate detritiche, è opportuno utilizzare le scale temporali più ridotte.

Le operazioni necessarie da effettuare prima di procedere con la modellazione idrologica riguardano l’interpolazione spaziale dei dati meteorologici e l’analisi geomorfologica del bacino in esame. Successivamente verranno descritti nel dettaglio anche i moduli su cui si basa il modello *GEOframe-NewAge*. Si tratta di modelli di tipo concettuale di serbatoi lineari e non lineari dove, ad ogni serbatoio, viene associato un bilancio di massa.

Infine, vengono riportati gli algoritmi di calibrazione su cui si basa il modello idrologico e le metriche che possono essere utilizzate per valutare la bontà della calibrazione stessa.

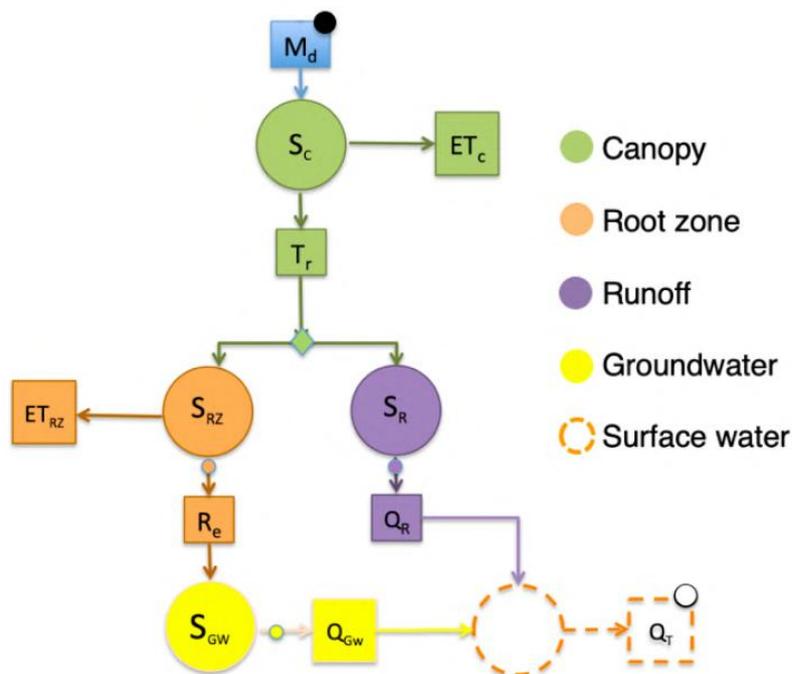


Figura 3.2: Rappresentazione semplificata delle componenti del modello GEOframe-NewAge (Bancheri et al., 2019).

### 3.2.1.1 Interpolazione spaziale

Per effettuare l'interpolazione spaziale delle forzanti meteorologiche, è possibile utilizzare uno strumento geostatistico basato sul *Kriging*. Il pacchetto *Spatial Interpolation Kriging* (SIK, Bancheri et al., 2018), implementato nel modello idrologico *GEOframe-NewAge*, è costituito da quattro componenti utili per: i) la determinazione del semivariogramma sperimentale (Figura 3.3c), ii) la determinazione del semivariogramma teorico (Figura 3.3d), iii) l'interpolazione spaziale con il kriging (Figura 3.3e), iv) il ricampionamento automatico per valutare l'errore di stima (Figura 3.3f).

Il semivariogramma rappresenta la funzione che interpola la semivarianza dei dati osservati in gruppi di coppie di punti definite da una distanza e viene generalmente indicato con  $\gamma(h)$ .

L'equazione del semivariogramma sperimentale è la seguente:

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [(z(x_i) - z(x_i + h))]^2 \quad (3.1)$$

dove  $h$  sono le distanze tra le coppie di punti,  $N$  è il numero dei dati osservati,  $z$  è il valore osservato ad una particolare posizione.

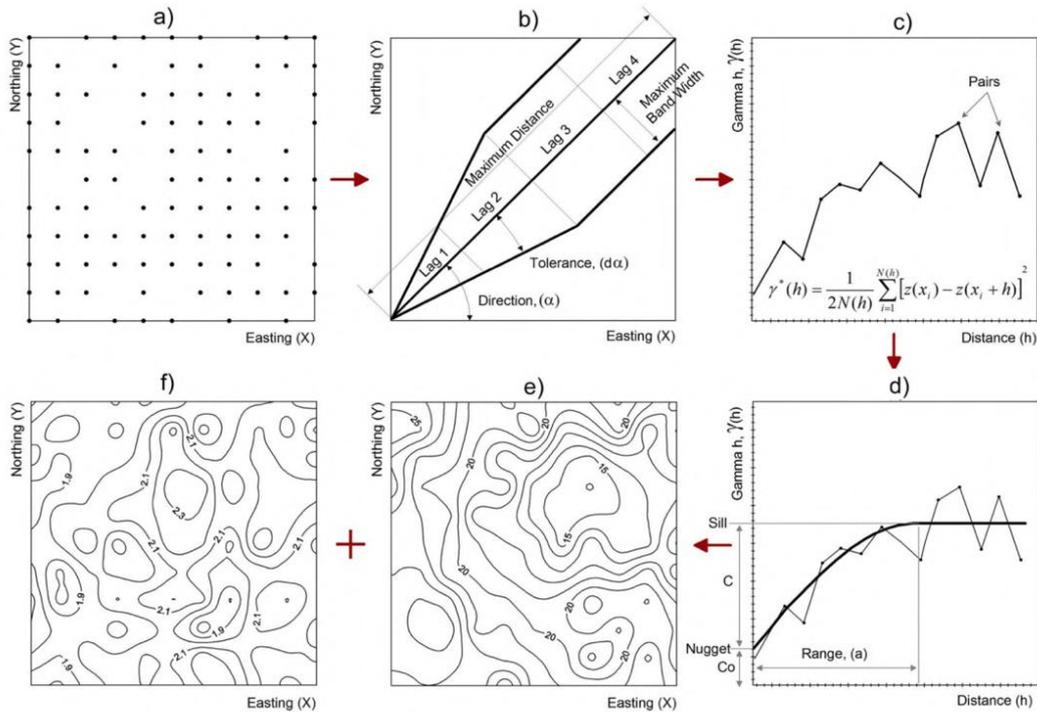


Figura 3.3: Passaggi per un’analisi geostatistica: a) campione di dati, b) angoli e distanze di tolleranza, c) semivariogramma sperimentale, d) semivariogramma teorico, e) interpolazione spaziale, f) mappa degli errori di stima del kriging (Mert e Dag, 2017).

Il semivariogramma teorico è una funzione matematica che descrive il comportamento del semivariogramma sperimentale. Esso è in genere caratterizzato da tre valori caratteristici:

- *Nugget*: il valore in cui il semivariogramma interseca l’asse y;
- *Sill*: il primo valore in cui il semivariogramma inizia ad avere un andamento a “plateau”;
- *Range*: la distanza a cui il semivariogramma inizia ad avere un andamento a “plateau”.

Una volta individuato il modello che meglio approssima i dati, si procede con l’interpolazione degli stessi. Tra le molte tipologie di *Kriging* riportate in letteratura, la più utilizzata è l’*Ordinary Kriging* (OK), che viene impiegata quando è possibile assumere l’ipotesi di stazionarietà ovvero quando la media e la varianza dei valori sono costanti in tutti il campo spaziale. L’OK è anche la metodologia implementata nel pacchetto SIK.

### 3.2.1.2 Analisi geomorfologica

L'analisi geomorfologica, condotta in *GEOframe-NewAge* attraverso il modulo *JGrassroots* e *Horton Machine* (Rigon et al., 2006), permette di suddividere il bacino originale in diverse unità di risposta idrologica (*Hydrologic Response Unit, HRU*). Tale suddivisione consente di compiere delle elaborazioni del *DTM* come, ad esempio, il riempimento delle depressioni in modo da poter definire univocamente le direzioni di drenaggio in ogni punto, il calcolo delle direzioni di drenaggio secondo l'algoritmo *eight-direction (D8)* (Figura 3.4a), l'estrazione del reticolo idrografico (Figura 3.4b), l'estrazione del bacino idrografico, le pendenze, la curvatura, il gradiente (Figura 3.4c) ed, infine, la suddivisione del bacino principale in *HRU* (Figura 3.4d).

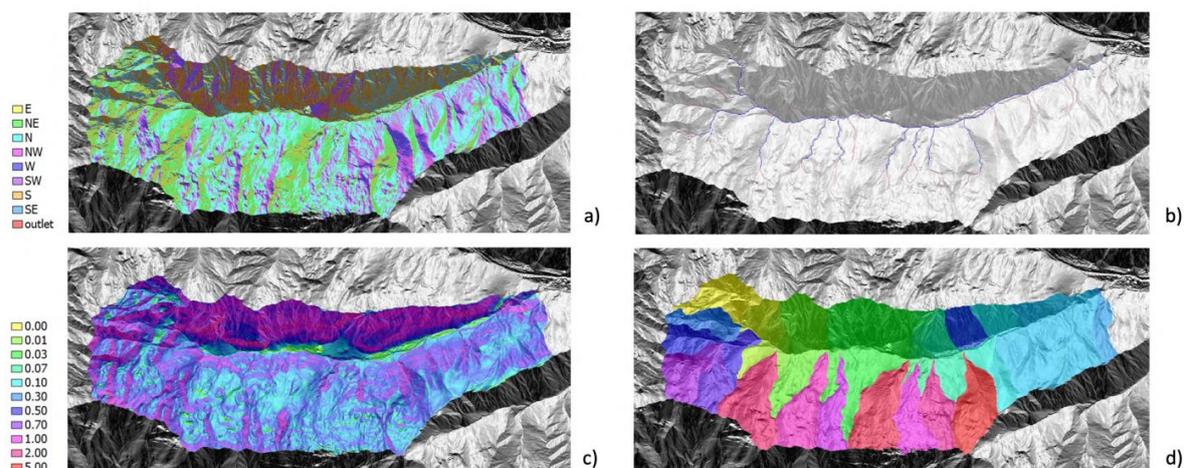


Figura 3.4: Output di alcune elaborazioni del DEM: a) direzioni di drenaggio, b) reticolo idrografico, c) curvatura, d) gradiente, e) suddivisione del bacino in sottobacini (<https://osf.io>).

Con riferimento alla determinazione delle direzioni di drenaggio, l'algoritmo *D8* (Jenson e Domingue, 1988) ipotizza che il flusso, per ogni cella considerata, possa essere drenato solo in una delle otto celle adiacenti secondo la direzione di massima pendenza discendente (Figura 3.5).

Per calcolare la direzione del flusso si calcola la differenza di quota tra la cella centrale e le otto celle circostanti, la cella con la differenza di quota più elevata viene scelta come sorgente del flusso. Ad ogni direzione del flusso viene associato un codice e, quindi, i valori di elevazione originali sono sostituiti dai numeri riportati nella griglia *direction code* in Figura 3.5. Così facendo, il nuovo modello di griglia è un modello di direzione del flusso (*flow direction*) e, successivamente, ad ogni cella viene applicato il valore 1 ogni qualvolta si accumula una quantità d'acqua definendo così le direzioni di drenaggio (*flow accumulation*).

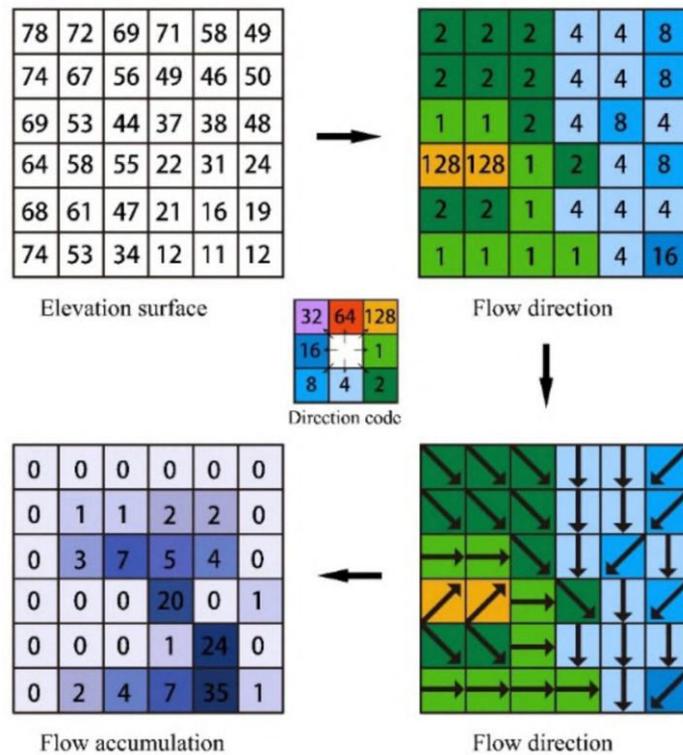


Figura 3.5: Algoritmo D8 per la determinazione della direzione di drenaggio (Tong et al., 2021).

Come già anticipato, l’analisi geomorfologica effettuata con il modello *GEOframe-NewAge* permette di eseguire una serie di elaborazioni del DTM “in cascata” con l’obiettivo finale di discretizzare il bacino idrografico in più *HRUs* per poi proseguire con la modellazione idrologica vera e propria.

### 3.2.1.3 Precipitazione e scioglimento della neve

Il primo processo idrologico simulato dal modello è la separazione tra la pioggia e la neve e si basa sul modello proposto da Kokkonen et al. (2006). Formetta et al. (2014) hanno modificato l’approccio originale considerando che lo scioglimento del manto nevoso è simulato secondo tre diverse soluzioni basate sulla temperatura. La separazione della pioggia dalla precipitazione nevosa utilizza una funzione di *smoothing* basata sulla temperatura dell’aria invece che su una temperatura di soglia,  $T_s$  secondo la seguente formulazione:

$$\begin{cases} P_r = \alpha_r \cdot \left[ \frac{P}{\pi} \arctan\left(\frac{T - T_s}{m_1}\right) + \frac{P}{2} \right] \\ P_s = \alpha_s \cdot [P - P_r] \end{cases} \quad (3.2)$$

dove  $P$  è la precipitazione misurata dal pluviometro che può essere liquida e/o solida,  $P_r$  è la precipitazione liquida,  $P_s$  è la precipitazione nevosa,  $T$  è la temperatura

misurata,  $m_1$  è il parametro adimensionale di *smoothing*,  $\alpha_r$  e  $\alpha_s$  sono i coefficienti che regolano gli errori che possono esserci nei valori registrati delle precipitazioni.

Il bilancio di massa del serbatoio delle precipitazioni è calcolato nel modo seguente:

$$\begin{cases} \frac{dM_i(t)}{dt} = P_s(t) + F(t) - M(t) & \text{per il contenuto d'acqua solido} \\ \frac{dM_w(t)}{dt} = P_r(t) - F(t) + M(t) & \text{per il contenuto liquido} \end{cases} \quad (3.3)$$

dove  $M_i$  è il contenuto solido,  $M_w$  è il contenuto liquido,  $P_s$  è le precipitazioni nevose,  $P_r$  è la pioggia,  $F$  è il tasso di congelamento,  $M$  è il tasso di fusione della neve.

Quando  $M_w > M_{max}$ , con  $M_{max}$  la capacità di ritenzione idrica massima del manto nevoso, l'eccedenza diventa portata dovuta allo scioglimento della neve. La capacità di ritenzione liquida massima è legata al contenuto di ghiaccio grazie alla relazione:

$$M_{max} = \alpha_1 \cdot M_i \quad (3.4)$$

con  $\alpha_1$  coefficiente adimensionale.

Il modello include tre formule per il calcolo dello scioglimento della neve: i) metodo tradizionale, dove  $M$  viene calcolato in funzione solamente della temperatura dell'aria; ii)  $M$  viene calcolato in funzione sia delle radiazioni ad onde corte sia della temperatura dell'aria (Cazorzi e Dalla Fontana, 1996); iii) per calcolare  $M$  si richiede il calcolo dell'energia solare per ogni time step della simulazione (Hock, 1999).

Per quanto riguarda il coefficiente che fa riferimento al tasso di congelamento  $F$ , è una funzione lineare della temperatura dell'aria quando essa è inferiore ad una temperatura di fusione  $T_m$ . In Figura 3.6 si riporta lo schema che fa riferimento a questa prima componente del modello *GEOframe-NewAge*.

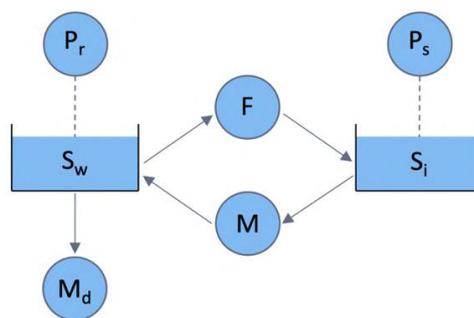


Figura 3.6: Schematizzazione del funzionamento del serbatoio della precipitazione/neve in *GEOframe-NewAge*.

### 3.2.1.4 Vegetazione

Il modulo della vegetazione consente di tenere conto di due processi:

- il *throughfall*,  $T_r$ , ovvero il processo mediante il quale l’acqua, raccolta sulle foglie della vegetazione, cade e raggiunge la superficie del terreno;
- l’evapotraspirazione,  $ET_c$ , ovvero il processo che include l’evaporazione dell’acqua dal terreno e la traspirazione dalla vegetazione.

Una volta che la pioggia e/o la precipitazione nevosa cade sulla vegetazione, una parte di essa interessa il processo del *throughfall* ed una parte interessa il processo dell’evapotraspirazione (Figura 3.7).

Il *throughfall* è suddiviso in infiltrazione nella zona radicale (o *root zone*) e deflusso superficiale in funzione delle condizioni di saturazione della *root zone*. La capacità massima del serbatoio della vegetazione è modellata in funzione dell’indice di area fogliare,  $LAI$  (Dickinson, 1984), variabile nel tempo. Se non vi è la vegetazione, invece, la pioggia/fusione della neve viene suddivisa tra la zona radicale e il deflusso superficiale in base ad un coefficiente di ripartizione e ad una variabile temporale,  $\alpha(t)$ .

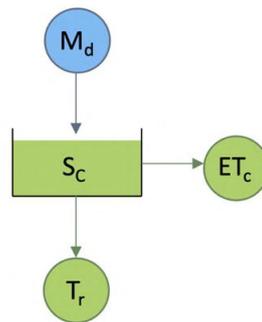


Figura 3.7: Schematizzazione del funzionamento del serbatoio della vegetazione in GEOframe-NewAge.

Per quanto riguarda l’evapotraspirazione, può essere modellata potendo scegliere tra due metodi: *Priestley-Taylor* (Priestley e Taylor, 1972) o *FAO Penman-Monteith* (Allen et al., 1998); quest’ultimo si basa sull’approccio proposto da Schymanski e Or (2017). L’equazione per il calcolo dell’evapotraspirazione secondo *Priestley-Taylor* (Priestley e Taylor, 1972) è la seguente:

$$ET_{PT} = \frac{1.26}{\lambda} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (3.5)$$

dove  $\lambda$  è il calore latente,  $\Delta$  è la pendenza della curva pressione-temperatura del vapore,  $\gamma$  è la costante psicometrica,  $R_n$  è la radiazione netta e  $G$  è il flusso di calore del suolo.

L’equazione del metodo *FAO Penman-Monteith* (Allen et al., 1998) è la seguente:

$$ET_{FAO} = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u)} \quad (3.6)$$

dove  $T$  è la temperatura media giornaliera dell'aria,  $u$  è la velocità media giornaliera del vento a due metri di altezza,  $e_s - e_a$  è la differenza di pressione del vapore. Il bilancio di massa del serbatoio della vegetazione è calcolato nel modo seguente:

$$\frac{dS_c(t)}{dt} = M_a(t) - T_r(t) - ET_c(t) \quad (3.7)$$

### 3.2.1.5 Zona radicale

Come anticipato nel paragrafo precedente, il *troughfall* viene ripartito tra il deflusso superficiale e l'infiltrazione nella zona radicale (*root zone*); la parte che si infiltra nel terreno contribuisce a ricaricare il serbatoio della *root zone* (Figura 3.8).

Il bilancio di massa del serbatoio della *root zone* è calcolato nel modo seguente:

$$\frac{dS_{rz}(t)}{dt} = T_r(t) - R_e(t) - ET_{rz}(t) \quad (3.8)$$

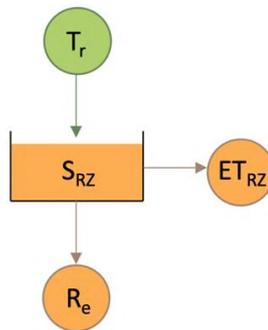


Figura 3.8: Schematizzazione del funzionamento del serbatoio della zona radicale in GEOframe-NewAge.

### 3.2.1.6 Deflusso superficiale

La parte di *troughfall* che non viene considerata come infiltrazione nella zona radicale alimenta il serbatoio del deflusso superficiale. Inoltre, anche la precipitazione che eccede la capacità massima di immagazzinamento della zona radicale viene considerata come parte del deflusso superficiale (Figura 3.9).

La portata  $Q_R$  viene modellata secondo il concetto del serbatoio lineare, nel quale si considera che la portata uscente dal serbatoio è in ogni istante proporzionale al volume in esso invasato, nel quale il tempo di residenza medio del bacino è calcolato con una legge di potenza dell'area.

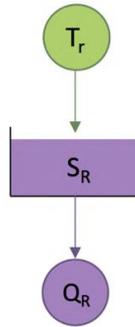


Figura 3.9: Schematizzazione del funzionamento del serbatoio del deflusso superficiale in GEOframe-NewAge.

Il bilancio di massa del serbatoio del deflusso superficiale è calcolato nel modo seguente:

$$\frac{dS_r(t)}{dt} = T_r(t) - Q_R(t) \quad (3.9)$$

### 3.2.1.7 Acque sotterranee

La portata uscente dal serbatoio delle acque sotterranee (*ground-water*) è modellata secondo il modello del serbatoio non lineare. Il bilancio di massa di questo serbatoio è calcolato nel modo seguente:

$$\frac{dS_{GW}(t)}{dt} = R_e(t) - Q_{GW}(t) \quad (3.10)$$

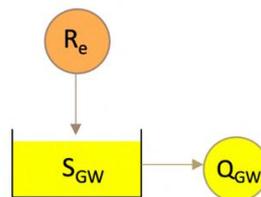


Figura 3.10: Schematizzazione del funzionamento del serbatoio del ground water in GEOframe-NewAge.

### 3.2.1.8 Propagazione dell’onda di piena

Infine, la portata totale,  $Q_T$ , viene fatta convogliare verso la sezione di chiusura secondo il metodo di *Muskingum-Cunge* (Cunge, 1969). Considerando il piano (s,t) in

$$A \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = 0 \quad (3.11)$$

$$\frac{dS}{dQ} = A = cost \quad (3.12)$$

dove  $c = dQ/dS = 1/A$  è la celerità.

### 3.2.1.9 Parametri idrologici del modello GEOframe-NewAge

I parametri su cui si basa il modello *GEOframe-NewAge* (Tabella 3.1) sono molteplici e quindi, per determinarli, sono necessarie delle procedure di calibrazione che verranno descritte nel dettaglio nel paragrafo successivo. Un'approfondita analisi di sensitività può però ridurre il numero di parametri da stimare.

Tabella 3.1: Elenco dei parametri su cui si basa il modello idrologico *GEOframe-NewAge* (Bancheri et al., 2019).

Symbol	Name	Type	Unit
$a$	coefficient of the RZ non-linear reservoir model	P	(T <sup>-1</sup> )
$b$	exponent of the RZ non-linear reservoir model	P	(-)
$b_c$	drainage coefficient	P*	(T <sup>-1</sup> )
$c$	coefficient of GW the non-linear reservoir model	P	(T <sup>-1</sup> )
$d$	exponent of GW the non-linear reservoir model	P	(-)
$k$	runoff coefficient	P	(TL <sup>-2β</sup> )
$k_c$	LAI coefficient	P*	(L <sup>3</sup> )
$p$	free throughfall coefficient	P*	(-)
$A$	HRU area	P*	(L <sup>2</sup> )
$D(t)$	drainage from the canopy	F	(L <sup>3</sup> T <sup>-1</sup> )
$ET_c(t)$	evapotranspiration from the canopy	F	(L <sup>3</sup> T <sup>-1</sup> )
$ET_p(t)$	potential evapotranspiration	F	(L <sup>3</sup> T <sup>-1</sup> )
$ET_{rz}(t)$	evapotranspiration from the root zone	F	(L <sup>3</sup> T <sup>-1</sup> )
$LAI$	leaf area index	P*	(L <sup>2</sup> L <sup>-2</sup> )
$M_d(t)$	melting discharge/rain	F	(L <sup>3</sup> T <sup>-1</sup> )
$Q_{GW}(t)$	groundwater discharge	F	(L <sup>3</sup> T <sup>-1</sup> )
$Q_R(t)$	runoff discharge	F	(L <sup>3</sup> T <sup>-1</sup> )
$Re(t)$	recharge term of groundwater	F	(L <sup>3</sup> T <sup>-1</sup> )
$S_c(t)$	canopy storage	P	(L <sup>3</sup> )
$S_{c_{max}}(t)$	canopy maximum retention storage	P	(L <sup>3</sup> )
$S_{GW}(t)$	groundwater storage	SV	(L <sup>3</sup> )
$S_{GW_{max}}(t)$	maximum groundwater storage	P	(L <sup>3</sup> )
$S_R(t)$	runoff storage	SV	(L <sup>3</sup> )
$S_{rz}(t)$	root zone storage	SV	(L <sup>3</sup> )
$S_{rz_{max}}(t)$	maximum root zone storage	SV	(L <sup>3</sup> )
$T_r(t)$	throughfall	F	(L <sup>3</sup> T <sup>-1</sup> )
$\alpha(t)$	partitioning coefficient between root zone and surface runoff	SV	(-)
$\beta$	runoff exponent	P*	(-)

In Tabella 3.1, con P vengono indicati i parametri che devono essere calibrati, P\* i parametri che possono essere assunti da letteratura, P\* i parametri che devono essere misurati, SV le variabili di stato, F i flussi.

### 3.2.1.10 Calibrazione del modello idrologico

Il modello può essere calibrato alla sezione di chiusura del bacino principale se sono disponibili misure di portata. Per eseguire la calibrazione dei parametri del modello, *GEOframe-NewAge* si avvale di due tipi diversi di algoritmi:

- *Particle Swarm Optimization (PSO, Kennedy e Eberhart, 1995);*
- *Let Us CALibrate (LUCA, Hay e Umemoto, 2007; Hay et al., 2006).*

L'algoritmo *PSO* è una tecnica di ottimizzazione stocastica messa a punto a metà degli anni '90 (Eberhart e Kennedy, 1995; Kennedy e Eberhart, 1995) nel tentativo di replicare il movimento di uno stormo di uccelli nell'ambito di uno studio socio-cognitivo che indagava sulla nozione di intelligenza collettiva nel mondo animale. Tale algoritmo si basa su tre step: 1) generare le posizioni (coordinate nello spazio delle possibili soluzioni al problema di ottimizzazione) e le velocità, che ne descrivono il movimento in termini di direzione e distanza, di ogni particella facente parte di un gruppo di controllo detto *swarm*; 2) ad ogni interazione aggiornare la velocità di ogni particella utilizzando le informazioni della migliore soluzione ottenuta finora (migliore valore personale della singola particella) e di un'altra particella con il miglior valore ottenuto da tutte le particelle del gruppo di controllo (migliore valore globale); 3) infine, la nuova posizione di ogni particella viene calcolata sommando la velocità aggiornata alla posizione corrente:

$$x_j(t + 1) = x_j(t) + v_j(t + 1) \quad (3.13)$$

dove  $x_j(t)$  e  $v_j(t)$  sono i vettori posizione e velocità della particella  $j$ -esima all'istante temporale  $t$ .

*LUCA*, invece, è un algoritmo multi-obiettivo e graduale basato sul modello *Shuffled Complex Evolution, SCE* (Duan et al., 1994), per calibrare i parametri di qualsiasi modello compilato all'interno di un sistema di modellazione modulare (*MMS*). In Figura 3.11 si riporta il diagramma di flusso dell'algoritmo *SCE* secondo quanto descritto da Hay e Umemoto (2006).

In *SCE*, l'insieme dei parametri da calibrare è considerato un punto nello spazio  $N$ -dimensionale, dove  $N$  è il numero di parametri da ottimizzare. *SCE* campiona casualmente  $S$  punti ed il modello viene eseguito con ogni set di parametri calcolando infine una funzione obiettivo. Quest'ultima determina quanto i risultati della simulazione si avvicinano ai valori "osservati".

I valori della funzione obiettivo vengono ordinati in ordine crescente (dove il valore più basso è il valore "migliore") e quindi suddivisi in un numero di gruppi ( $P$ ) definito dall'utente, ciascuno contenente  $M$  punti. Ogni gruppo ( $P$ ) viene modificato utilizzando l'algoritmo *Competitive Complex Evolution (CCE)*.

I punti dei gruppi modificati vengono combinati in un unico gruppo campione che viene ordinato in base al valore crescente della funzione obiettivo e rimescolato in gruppi  $P$ .

Il ciclo di rimescolamento viene creato e ripetuto finché i risultati non soddisfano uno dei seguenti criteri di convergenza: 1) il numero di esecuzioni dell'MMS raggiunge il numero massimo di esecuzioni del modello; 2) la variazione percentuale del miglior valore della funzione obiettivo del ciclo di rimescolamento corrente e quello di diversi cicli di rimescolamento precedenti è inferiore a una percentuale specificata oppure 3) i punti convergono in una regione molto piccola. A ogni ciclo di rimescolamento consecutivo, il numero dei gruppi creati diminuisce di uno ( $P=P-1$ ). Questa diminuzione si arresta quando si raggiunge il numero minimo di gruppi richiesto ( $P_{min}$ ).

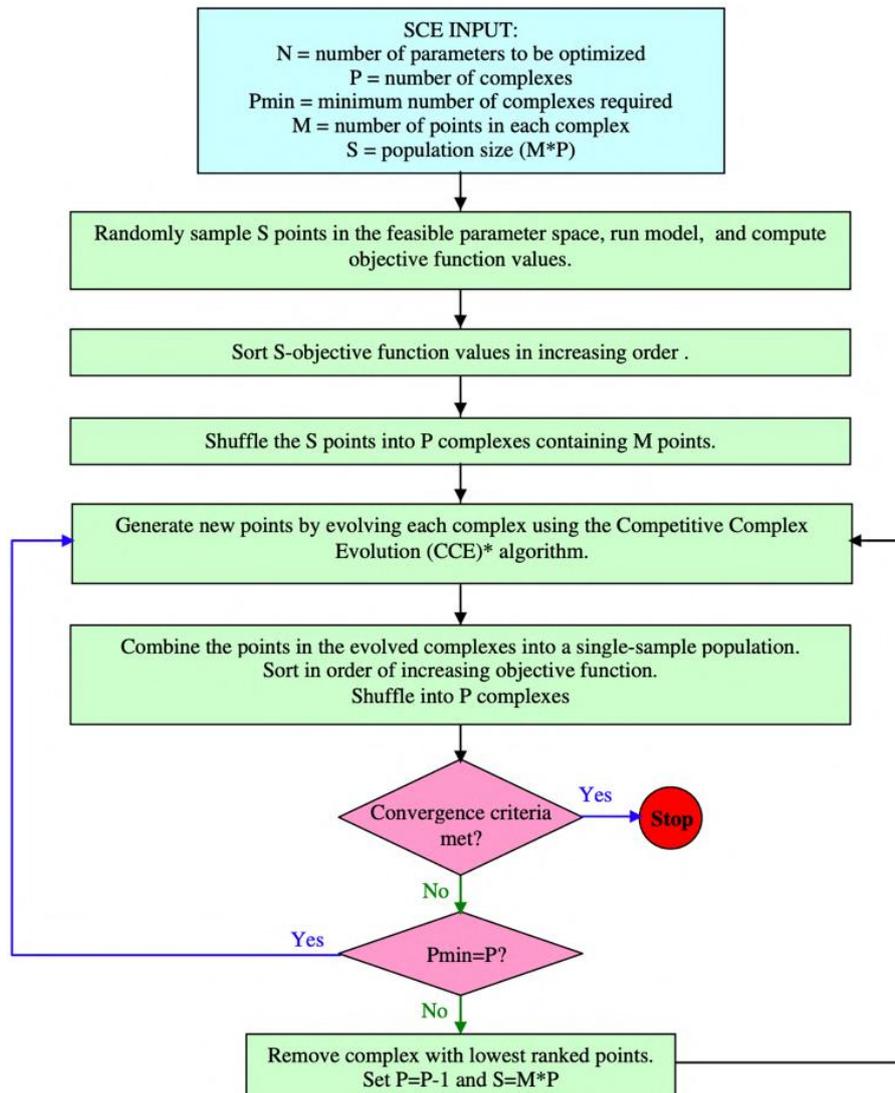


Figura 3.11: Flowchart dell' algoritmo Shuffled Complex Evolution (SCE, Hay e Umemoto, 2006).

L' algoritmo fornisce il set dei parametri che presenta il miglior valore della funzione obiettivo.

### 3.2.1.11 Metriche di valutazione

La funzione obiettivo si basa su delle metriche adottate in idrologia per valutare la bontà della calibrazione. In *GEOframe-NewAge* è possibile scegliere una delle quattro metriche seguenti implementate nel modello stesso:

- *Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE)*: è una metrica ampiamente utilizzata e potenzialmente affidabile per valutare la bontà della prestazione dei modelli idrologici (McCuen et al., 2006):

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (3.14)$$

dove  $Q_{sim}$ ,  $Q_{obs}$  e  $\overline{Q_{obs}}$  sono la portata simulata, la portata osservata e il valore medio della portata osservata, rispettivamente  $n$  è il numero degli elementi della serie. L'indice può assumere valori compresi tra  $-\infty$  e  $+1$ , dove  $+1$  rappresenta la perfetta corrispondenza tra valori simulati e valori osservati. Sulla base dei risultati restituiti e della classificazione di Moriasi et al. (2015), è possibile classificare la calibrazione del modello come:

- $NSE < 0.50$ : *valore non soddisfacente*;
  - $0.50 < NSE < 0.65$ : *valore soddisfacente*;
  - $0.65 < NSE < 0.75$ : *valore buono*;
  - $0.75 < NSE < 1.00$ : *valore molto buono*.
- *Kling-Gupta Efficiency (KGE)*: rispetto all'indice NSE, utilizza una diversa ponderazione basata sulla distanza euclidea, sul bias e sulla variabilità temporale dei dati osservati e simulati (Vrugt e de Oliveira, 2022).

$$KGE = \sqrt{1 - (r - 1)^2 + (a - 1)^2 + (b - 1)^2} \quad (3.15)$$

dove  $r$  è la distanza euclidea,  $a = \sigma_{sim}/\sigma_{obs}$  è la variabilità temporale (con  $\sigma_{sim}$  e  $\sigma_{obs}$ : deviazione standard dei valori simulati e osservati) e  $b = \mu_{sim}/\mu_{obs}$  è il bias (con  $\mu_{sim}$  e  $\mu_{obs}$ : valori medi dei valori simulati e osservati).

- *Root-Mean-Square Error (RMSE)*:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim})^2} \quad (3.16)$$

- *Percent Bias (PBIAS)*: misura la tendenza media dei valori simulati a sovrastimare (valori positivi) o sottostimare (valori negativi) i valori osservati.

$$PBIAS = 100 \cdot \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs})} \quad (3.17)$$

La scelta delle metriche da utilizzare dipende dal tipo di studio idrologico che si vuole eseguire; infatti, in alcuni casi sarà più importante riuscire a simulare bene il picco dell'idrogramma di piena, mentre in altri casi sarà più importante simulare bene l'intero idrogramma di piena.

Nel presente lavoro di tesi, dato che è importante riuscire a cogliere bene la portata di picco, si è deciso di utilizzare la metrica di *Nash-Sutcliffe Efficiency*.

Una volta che il modello è stato calibrato, è necessario procedere alla validazione dello stesso in modo tale da avere la certezza sulla bontà delle simulazioni.

### 3.3 Idrogramma solido-liquido

Il modello idrologico fornisce come output la portata liquida in corrispondenza di una sezione di chiusura di interesse, mentre la modellazione idrodinamica prevede come input l'idrogramma della miscela della colata (o idrogramma solido-liquido). La sua determinazione, quindi, è un argomento molto delicato e di fondamentale importanza per uno studio approfondito del problema.

Piccole portate non determinano alcun movimento di materiale in quanto non sono tali da innescare trasporto solido. Quando, invece, le piogge sono in grado di generare delle portate che superano una determinata soglia, si determina movimentazione del materiale e, quindi, si innesca la colata detritica (Gregoretto et al., 2016; D'Agostino e Marchi, 2003). In letteratura questa soglia viene generalmente indicata come portata critica,  $Q_{crit}$ .

Per procedere con la costruzione dell'idrogramma solido-liquido, bisogna innanzitutto definire la portata critica necessaria per l'innescamento del debris-flow.

Gregoretto et al. (2016) ipotizzano, ad esempio, che i debris-flow si inneschino quando viene raggiunta una portata critica la cui relazione, espressa per unità di larghezza, è stata ricavata per via sperimentale da Gregoretto e Dalla Fontana (2008):

$$q_{crit} = 0.78 \frac{d_M^{1.5}}{\tan\theta^{1.27}} \quad (3.18)$$

dove  $d_M$  è il diametro medio dei sedimenti e  $\theta$  è l'inclinazione dell'alveo.

Questa formula è stata ricavata analizzando i dati storici di 30 colate detritiche avvenute in sei bacini delle Dolomiti; inoltre, sono state effettuate delle indagini sul campo che hanno permesso di ottenere dei rilievi lungo il canale del tratto di innescamento della colata (determinazione della pendenza, della sezione del canale e della distribuzione granulometrica).

D’Agostino e Marchi (2003), invece, ipotizzano che l’onda della colata inizia quando si raggiunge una portata critica ricavata mediante la formula di Schoklitsch (1962) che, in termini di portata per unità di larghezza, è la seguente:

$$q_{crit} = 0.26 \left( \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \right)^{5/3} \frac{D_{40}^{3/2}}{i_f^{7/6}} \quad (3.19)$$

dove  $\rho_s$  e  $\rho_f$  sono, rispettivamente, la densità della fase solida e liquida,  $D_{40}$  è il diametro dei sedimenti che corrisponde al 40% del passante al setaccio,  $i_f$  è la pendenza del fondo del canale.

Queste ultime relazioni, moltiplicate per la larghezza dell’alveo,  $B$ , forniscono la portata critica totale di innesco,  $Q_{crit}$ :

$$Q_{crit} = q_{crit} \cdot B \quad (3.20)$$

In Figura 3.12 si riporta il confronto delle due formulazioni appena descritte al variare del diametro dei sedimenti e, come si può notare, non vi sono delle differenze sostanziali. La formulazione di Schoklitsch fornisce valori più bassi della portata critica e, quindi, utilizzando questa relazione si va ad ipotizzare che la colata si innesca per portate minori. All’aumentare del diametro dei sedimenti, la differenza nelle due relazioni aumenta e, quindi, se si ha a che fare con colate il cui  $D_{40}$  è elevato allora si potrebbe pensare di utilizzare questa formulazione a favore di sicurezza. Nel presente lavoro di tesi è stata scelta la formulazione proposta da Gregoretti et al. (2016).

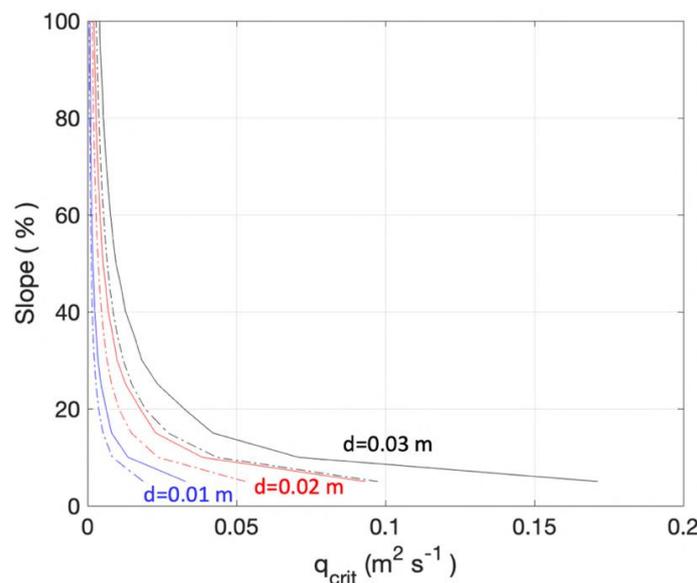


Figura 3.12: Confronto della formulazione proposta da Gregoretti et al. (2016), linea continua, con la formulazione proposta da Schoklitsch (1962), linea tratteggiata, al variare del diametro dei sedimenti,  $d$ .

Una volta che è stata definita la portata critica di innesco del fenomeno, si deve procedere con la determinazione della portata solido-liquida. Takahashi (1978) propose la formulazione seguente per determinare la portata di picco della miscela:

$$Q_{SL,max} = \frac{c_{max}}{c_{max} - c_e} Q_{L,max} \quad (3.21)$$

dove  $c_{max}$  [%] è la concentrazione di massimo impaccamento,  $c_e$  [%] è la concentrazione solida del miscuglio,  $Q_{SL,max}$  [m<sup>3</sup>/s] è il picco della portata solido-liquida e  $Q_{L,max}$  [m<sup>3</sup>/s] è il picco della portata liquida.

La (3.36) permette di determinare solamente il picco e non l'intero idrogramma della miscela; per poter simulare un evento di debris-flow è necessario però conoscere l'intero idrogramma solido-liquido. Inoltre, in questo caso, la concentrazione,  $c_e$ , risulta costante durante tutto l'evento; per ovviare a questo problema, D'Agostino e Marchi (2003) modificarono la formulazione proposta da Takahashi ammettendo una variazione della concentrazione durante l'evento:

$$Q_{SL}(t) = \frac{c_{max}}{c_{max} - c_e(t)} Q_L(t) \quad (3.22)$$

In questo caso è possibile calcolare l'intero idrogramma solido-liquido in funzione dell'intero idrogramma liquido e degli stessi parametri della concentrazione solida proposti nella formulazione originale. Un'altra differenza sostanziale è che quest'ultima formulazione considera la concentrazione,  $c_e$ , che varia nel tempo ed è quindi più rappresentativa della realtà.

Dai test di laboratorio condotti sia da Tubino e Lanzoni (1993) che da Hashimoto et al. (1978), il valore massimo della concentrazione,  $c_e$ , risulta prossimo a  $0.9c_{max}$ ; D'Agostino e Marchi (2003) propongono quindi di far variare linearmente la concentrazione da un valore minimo di  $0.3c_{max}$  al valore massimo di  $0.9c_{max}$ . In maniera analoga per la fase discendente dell'idrogramma (Figura 3.13).

Il valore minimo, invece, lo si ha in corrispondenza dell'inizio dell'onda della colata e, quindi, in corrispondenza anche del valore della portata critica  $Q_{crit}$ .

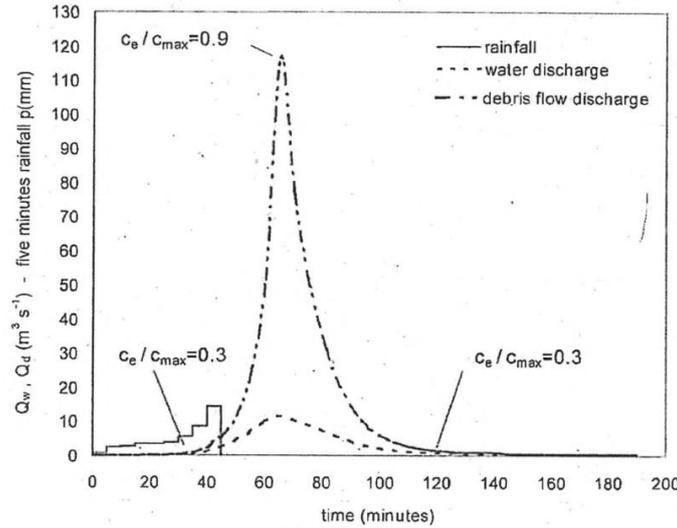


Figura 3.13: Esempio di idrogramma solido-liquido proposto in letteratura (D’Agostino e Marchi, 2003).

Gregoretti et al. (2016; 2019) propongono due approcci diversi per la costruzione dell’idrogramma solido-liquido, in base al caso studio. Un primo approccio consiste nell’ipotizzare l’idrogramma della miscela di forma triangolare e avente una portata di picco,  $Q_p$ , in corrispondenza del tempo di picco ipotizzato pari a 1 minuto.

La portata  $Q_p$  è definita dalla relazione seguente (Gregoretti et al., 2019):

$$Q_{SL,max} = \frac{0.75 c_{max}}{c_{max} - c_e} Q_{L,max} \quad (3.23)$$

In questo caso, gli autori hanno determinato la concentrazione  $c_e$  mediante la formulazione proposta da Lanzoni et al. (2017):

$$c_e = \frac{\rho_f \tan\theta}{(\rho_s - \rho_f)(\tan\varphi_{qs} - \tan\theta)} \quad (3.24)$$

dove  $\rho_s$  e  $\rho_f$  sono le densità della fase solida e fluida, rispettivamente,  $\varphi_{qs}$  è l’angolo di attrito quasi statico,  $\theta$  è la pendenza del canale.

Un secondo approccio proposto dagli autori permette di costruire l’idrogramma della miscela ipotizzando che il volume del deflusso,  $V_s$ , che contribuisce alla colata è pari alla parte evidenziata in Figura 3.14a.

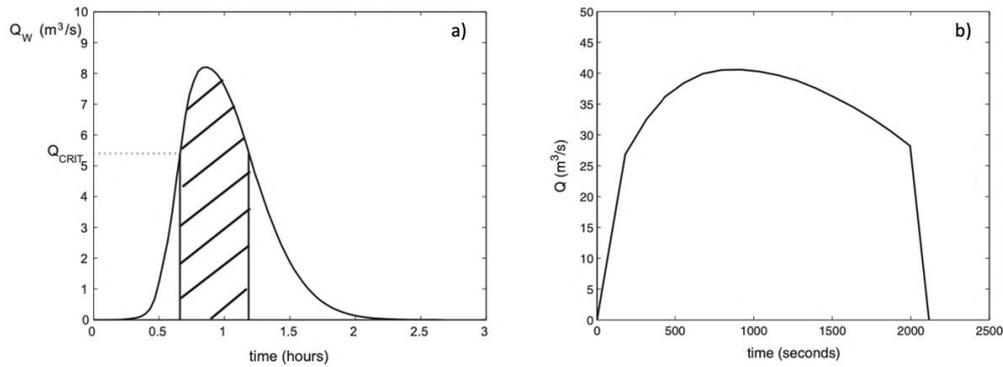


Figura 3.14: a) Idrogramma della portata di piena e del deflusso che contribuisce alla colata detritica; b) idrogramma solido-liquido (Gregoretto et al., 2016).

La portata della miscela (Figura 3.14b), invece, è calcolata mediante la formulazione (Gregoretto et al., 2016):

$$Q_{SL,max} = \frac{V_{SL}}{V_L} Q_{L,max} \quad (3.25)$$

dove  $V_{SL}$  è il volume solido-liquido della colata e  $V_L$  è il volume che contribuisce al deflusso. In questo caso,  $V_{SL}$  può essere calcolato con la seguente formula:

$$V_{SL} = V_L + \frac{V_S}{c_{max}} \quad (3.26)$$

Gli autori, in questo lavoro, assumono  $c_{max} = 0.62$ .

Per ricavare la portata della miscela, nel presente lavoro di tesi, si è scelto di seguire l'approccio proposto da D'Agostino e Marchi (2003).

Una volta costruito l'idrogramma solido-liquido si può procedere con la propagazione lungo il canale oggetto di studio.

### 3.4 Modello idrodinamico DAM\_DEBRIS

Il modello idrodinamico scelto è il modello sviluppato in-house *DAM\_HYD* (Bosa et al., 2016; Feltrin, 2002; Flumignan, 2002) dal gruppo di Idraulica dell'Università degli Studi di Udine. È un modello ai Volumi Finiti (Appendice A) che integra le equazioni alle acque basse (*Shallow Water Equation, SWE*) ed è in grado di risolvere problemi idrodinamici, sia in ambito fluviale che lagunare, su mesh irregolari aventi elementi quadrangolari o triangolari.

Il modello idrodinamico *DAM\_HYD* è stato modificato per adattarlo allo studio delle colate detritiche; questo nuovo modello verrà in seguito chiamato *DAM\_DEBRIS*.

Le equazioni alle acque basse generalmente ipotizzano una pendenza piccola del fondo ed essendo le colate detritiche un fenomeno che avviene in ambiente alpino, è necessario apportare delle modifiche per poter considerare pendenze elevate.

Le equazioni che sono implementate in DAM\_DEBRIS sono le classiche equazioni di continuità e di bilancio della quantità di moto nelle due direzioni ortogonali x e y (Chaudhry, 1993; Nakagawa e Takahashi, 1997; Ni et al., 2019; Van Emeden, 2014):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Uh}{\partial x} + \frac{\partial Vh}{\partial y} = 0 \quad (3.27)$$

$$\frac{\partial Uh}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( U^2 h + \frac{g \cos^2 \theta h^2}{2} \right) + \frac{\partial UVh}{\partial y} = gh \left( -\cos^2 \theta \frac{\partial z_b}{\partial x} - \cos \theta S_{fx} \right) \quad (3.28)$$

$$\frac{\partial Vh}{\partial t} + \frac{\partial UVh}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \left( V^2 h + \frac{g \cos^2 \theta h^2}{2} \right) = gh \left( -\cos^2 \theta \frac{\partial z_b}{\partial y} - \cos \theta S_{fy} \right) \quad (3.29)$$

dove i termini sorgenti che fanno riferimento alle resistenze al moto sono definiti come:

$$\begin{cases} S_{fx} = \frac{U\sqrt{U^2 + V^2}}{k_s^2 \cos^2 \theta (h \cos \theta)^{4/3}} \\ S_{fy} = \frac{V\sqrt{U^2 + V^2}}{k_s^2 \cos^2 \theta (h \cos \theta)^{4/3}} \end{cases} \quad (3.30)$$

dove  $U$  e  $V$  sono le componenti x e y del vettore velocità mediato sulla profondità,  $h$  la profondità dell'acqua,  $z_b$  la quota del fondo,  $g$  l'accelerazione di gravità,  $\tau_{bx}$  e  $\tau_{by}$  lo sforzo di taglio al fondo in direzione x e y, rispettivamente, e  $\theta$  è l'angolo di inclinazione del fondo.

La formulazione vettoriale delle equazioni 2D alle acque basse è la seguente:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{G}}{\partial y} = \mathbf{S}_b + \mathbf{S}_j \quad (3.31)$$

Dove  $\mathbf{U} = \begin{bmatrix} h \\ Uh \\ Vh \end{bmatrix}$  è il vettore delle variabili di stato,  $\mathbf{F} = \begin{bmatrix} Uh \\ U^2 h + \frac{g \cos^2 \theta h^2}{2} \\ UVh \end{bmatrix}$  è il vettore dei

flussi in direzione x,  $\mathbf{G} = \begin{bmatrix} Vh \\ UVh \\ V^2 h + \frac{g \cos^2 \theta h^2}{2} \end{bmatrix}$  è il vettore dei flussi in direzione y,

$\mathbf{S}_b = \begin{bmatrix} 0 \\ -gh \cos^2 \theta \frac{\partial z_b}{\partial x} \\ -gh \cos^2 \theta \frac{\partial z_b}{\partial y} \end{bmatrix}$  è il vettore del termine sorgente riferito alla pendenza del fondo

e, infine,  $\mathbf{S}_j = \begin{bmatrix} 0 \\ -gh \cos \theta S_{fx} \\ -gh \cos \theta S_{fy} \end{bmatrix}$  è il vettore del termine sorgente riferito alle resistenze al moto.

Il dominio di studio viene discretizzato con un insieme di celle quadrangolari. Il sistema (3.31) viene risolto in due step successivi. Prima si risolve l'equazione omogenea, a cui si aggiunge il solo termine sorgente relativo alla pendenza del fondo, considerando come condizione iniziale  $\mathbf{U}$  nella cella  $i$ -esima all'istante  $n$  e ottenendo una soluzione intermedia  $\mathbf{U}^{adv}$ , e successivamente si risolve il problema differenziale che coinvolge le resistenze al moto, ottenendo la soluzione al passo successivo  $\mathbf{U}^{n+1}$ :

$$\begin{cases} \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{G}}{\partial y} = \mathbf{S}_b \\ \mathbf{U}_i^n \end{cases} \rightarrow \mathbf{U}_i^{adv} \quad (3.32)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} = \mathbf{S}_j \\ \mathbf{U}_i^{adv} \end{cases} \rightarrow \mathbf{U}_i^{n+1} = \mathbf{U}_i^{adv} + \Delta t \mathbf{S}_j(\mathbf{U}_i^{adv}) \quad (3.33)$$

In particolare, il sistema (3.31) viene risolto con uno schema ai Volumi Finiti accurato al primo ordine nello spazio e nel tempo utilizzando il solutore approssimato di Riemann *HLLC* (Appendice B).

I primi approcci utilizzati per la soluzione del sistema (3.31) prevedevano prima la soluzione di un problema avvertivo omogeneo e poi la soluzione di un problema con termine sorgente. Questo significa che il sistema (3.32) era un sistema omogeneo e il termine sorgente  $\mathbf{S}_b$  veniva considerato nel sistema (3.33). Di conseguenza, i solutori di Riemann sviluppati nell'ambito del Metodo ai Volumi Finiti non consideravano né il termine sorgente relativo alle pendenze al fondo né quello relativo alle resistenze al moto ed erano quindi basati sulla soluzione di un problema di fluido ideale su fondo orizzontale. Questo creava delle difficoltà nel rispetto della *C-property* (*Conservation-property*), la proprietà per cui un fluido in quiete in un bacino con fondo irregolare deve conservare il suo stato di quiete. Per questo motivo, in una fase successiva, diversi autori hanno ritenuto opportuno inserire il termine sorgente relativo alle pendenze del fondo  $\mathbf{S}_b$  all'interno del sistema (3.32), in modo che la soluzione del problema di Riemann e la pendenza del fondo venissero considerate contestualmente.

Facendo riferimento alla Figura 3.15, l'acqua è in quiete e la soluzione del problema in ogni cella prevede tiranti costanti e velocità nulle.

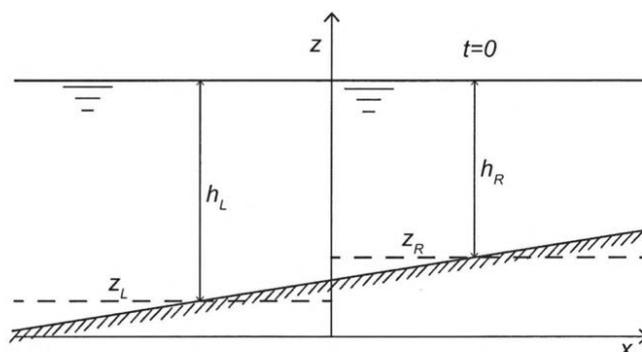


Figura 3.15: Problema di Riemann di un fluido a riposo su fondo non orizzontale.

Per rispettare la *C-property*, secondo quanto proposto da alcuni autori (Liang et al., 2009; Audusse et al., 2004), viene applicata una particolare tecnica di ricostruzione delle variabili che permette di considerare il termine relativo alla pendenza del fondo già in questa fase.

In particolare, facendo riferimento alla Figura 3.16, la quota del fondo all'intercella è:

$$z_{i+1/2} = \max(z_L, z_R) \quad (3.34)$$

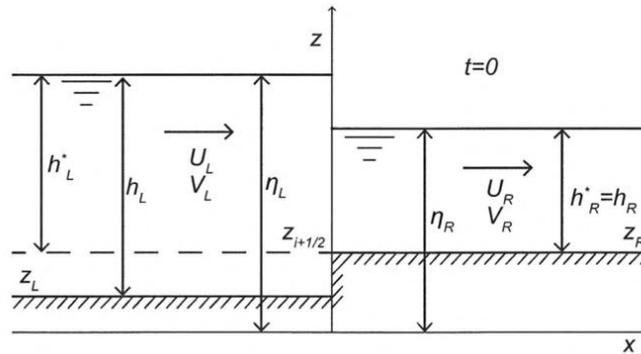


Figura 3.16: Schema di correzione della *C-property* nel caso di fondo non orizzontale.

In funzione di questa quota vengono quindi definiti i tiranti a sinistra e destra dell'intercella che rappresenteranno le condizioni iniziali per l'applicazione del solutore di Riemann HLLC all'intercella:

$$h_L^* = \max(\eta_L - z_{i+1/2}, 0) \quad (3.35)$$

$$h_R^* = \max(\eta_R - z_{i+1/2}, 0) \quad (3.36)$$

dove  $\eta_L = z_L + h_L$  e  $\eta_R = z_R + h_R$ .

I flussi  $\mathbf{F}_{ci+1/2}^*$  determinati in questo modo vengono successivamente corretti per tener conto della presenza del gradino e quindi della pendenza del fondo, così come proposto da Audusse et al. (2004).

In particolare, viene applicata una correzione della seconda componente del flusso che tiene conto della pressione idrostatica al fondo. In questo modo, il secondo termine del vettore dei flussi diventa:

$$\mathbf{F}_{ci+1/2,2} = \mathbf{F}_{ci+1/2,2}^* - \frac{g}{2}(h_L^{*2} - h_R^2)\cos^2\theta \quad (3.37)$$

con  $h_L^* = h_R^* = h_R$ .

In questo modo, la soluzione al problema (3.32) fornisce il termine advettivo,  $U_i^{adv}$ , con  $i = 1, \dots, N$ .

Come già anticipato, il termine sorgente viene considerato separatamente e risolvendo il secondo problema:

$$\begin{cases} \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} = \mathbf{S}_j \\ \mathbf{U}_i^{adv} \end{cases} \quad (3.38)$$

si ottiene la soluzione:

$$\mathbf{U}_i^{n+1} = \mathbf{U}_i^{adv} + \Delta t \mathbf{S}_j(\mathbf{U}_i^{adv}) \quad (3.39)$$

Il termine sorgente riferito alle resistenze al moto è definito nel modo seguente:

$$S_{fx} = \frac{\tau_{fx}}{\gamma h \cos \theta} \quad (3.40)$$

$$S_{fy} = \frac{\tau_{fy}}{\gamma h \cos \theta} \quad (3.41)$$

Per il debris-flow non è possibile considerare una formulazione che faccia riferimento all'acqua pura in quanto è costituito da materiali diversi e, quindi,  $\tau_{fx}$  e  $\tau_{fy}$  assumono una formulazione diversa a seconda del modello reologico scelto.

Sono stati implementati in *DAM\_DEBRIS* tre modelli reologici di cui si riportano di seguito le relazioni di  $\tau_{fx}$  e  $\tau_{fy}$ .

1. Modello reologico di Herschel-Bulkley (Laigle e Coussot, 1997):

$$\tau_{fx} = \left( \tau_0 + \tau_0 \cdot 1.93 H_b^{-0.9} \frac{U}{\sqrt{U^2 + V^2}} \right) \cos \theta \quad (3.42)$$

$$\tau_{fy} = \left( \tau_0 + \tau_0 \cdot 1.93 H_b^{-0.9} \frac{V}{\sqrt{U^2 + V^2}} \right) \cos \theta \quad (3.43)$$

$$\text{con } H_b = \frac{\tau_0}{\mu} \left( \frac{(h \cos \theta)^2}{\sqrt{(Uh)^2 + (Vh)^2}} \right)^{1/3}$$

2. Modello reologico di Voellmy (1955):

$$\tau_{fx} = \left( \gamma h \cos \theta \tan \varphi + \frac{\gamma n^2 U h \sqrt{(Uh)^2 + (Vh)^2}}{(h \cos \theta)^{7/3}} \right) \cos \theta \quad (3.44)$$

$$\tau_{fy} = \left( \gamma h \cos \theta \tan \varphi + \frac{\gamma n^2 V h \sqrt{(U h)^2 + (V h)^2}}{(h \cos \theta)^{7/3}} \right) \cos \theta \quad (3.45)$$

3. Modello reologico quadratico O'Brien e Julien (1988):

$$\tau_{fx} = \tau_0 + \gamma h \cos \theta \left( \frac{K \mu}{8 \gamma} \frac{U h}{(h \cos \theta)^3} + \frac{n^2 U h \sqrt{(U h)^2 + (V h)^2}}{(h \cos \theta)^{10/3}} \right) \quad (3.46)$$

$$\tau_{fy} = \tau_0 + \gamma h \cos \theta \left( \frac{K \mu}{8 \gamma} \frac{V h}{(h \cos \theta)^3} + \frac{n^2 V h \sqrt{(U h)^2 + (V h)^2}}{(h \cos \theta)^{10/3}} \right) \quad (3.47)$$

Visto che il termine  $\Delta t \, g h \cos \theta \, S_{fi}$ , con  $i = x, y$ , può al massimo annullare il moto, ma non può invertirlo, Rickenmann et al (2006) hanno ipotizzato che, qualora questo avvenga, il materiale si considera arrestato ed entra a far parte della quota del fondo. Intrinsecamente, questo rappresenta il criterio d'arresto del *debris-flow*.

Inoltre, il modello richiede che sia rispettata anche la condizione di *Courant Friedrichs Lewy (CFL)* in ogni cella:

$$C_{CFL} \leq 1$$

dove  $C_{CFL} = \frac{\lambda_{CFL} \Delta t}{l_c}$  è il numero di Courant,  $\lambda_{CFL}$  è la velocità massima di propagazione e  $l_c$  è la lunghezza caratteristica della cella.

Per le simulazioni riportate nel Capitolo 5, il numero di Courant scelto è pari a 0.60.

### 3.4.1 Condizioni iniziali e condizioni al contorno

Al fine di risolvere il problema idrodinamico, bisogna definire le condizioni iniziali e le condizioni al contorno:

- le condizioni iniziali bisogna imporle in ogni cella per l'intero dominio e corrispondono ai valori di  $h_i, U_i, V_i$  all'istante iniziale;
- le condizioni al contorno sono necessarie sui bordi del dominio e quelle normalmente utilizzate si distinguono in:
  - *condizione di parete o riflessione totale*: nessun flusso (né di massa né di quantità di moto) è permesso attraverso la cella;
  - *condizione cinematica*: è garantito il flusso attraverso la cella ed istantaneamente si ha una condizione di moto uniforme;
  - *condizione cinematica con portata imposta*: la portata viene imposta a monte.



## Capitolo 4

# Caso studio: modellazione idrologica

### 4.1 Introduzione

La catena modellistica descritta nel Capitolo 3 è stata testata attraverso l'applicazione ad un caso studio. A tal scopo è stato individuato un sottobacino del bacino del fiume Fella, situato nella parte nord-est del Friuli-Venezia Giulia. La regione si caratterizza per precipitazioni particolarmente abbondanti ed intense, che, insieme alle caratteristiche orografiche e geomorfologiche dell'area di studio, fanno sì che si inneschino frequentemente fenomeni di dissesti superficiali e di colata detritica. Questo capitolo introduce l'area di studio e descrive il modulo di modellazione idrologica attraverso l'applicazione del modello idrologico semi-distribuito GEOframe-NewAge, il quale fornisce l'idrogramma di possibile innesco in una specifica sezione del corso d'acqua. Parte delle analisi condotte e dei risultati ottenuti sono pubblicati in Arnone et al. (2023). L'individuazione dell'idrogramma solido-liquido, la caratterizzazione reologica e la successiva propagazione a valle del materiale presente in alveo attraverso la modellazione idraulica verranno descritti nel capitolo successivo.

### 4.2 Inquadramento geografico

La scelta del caso studio è ricaduta sul bacino del fiume Fella, il quale è un affluente di sinistra del principale fiume della regione Friuli-Venezia Giulia, il Tagliamento. L'asta principale si estende per 54 km e l'area del bacino idrografico alla confluenza con il tagliamento è di circa 710 km<sup>2</sup>. I movimenti franosi, tra cui anche le colate detritiche,

si sono verificati principalmente nell'area nord-est del bacino del Fella. Nella presente tesi di dottorato si fa riferimento a due sottobacini: il bacino del torrente Uque alla foce di Ugovizza ed il sottobacino del Fella con sezione di chiusura a Pontebba, il quale include anche il bacino dell'Uque (Figura 4.1).

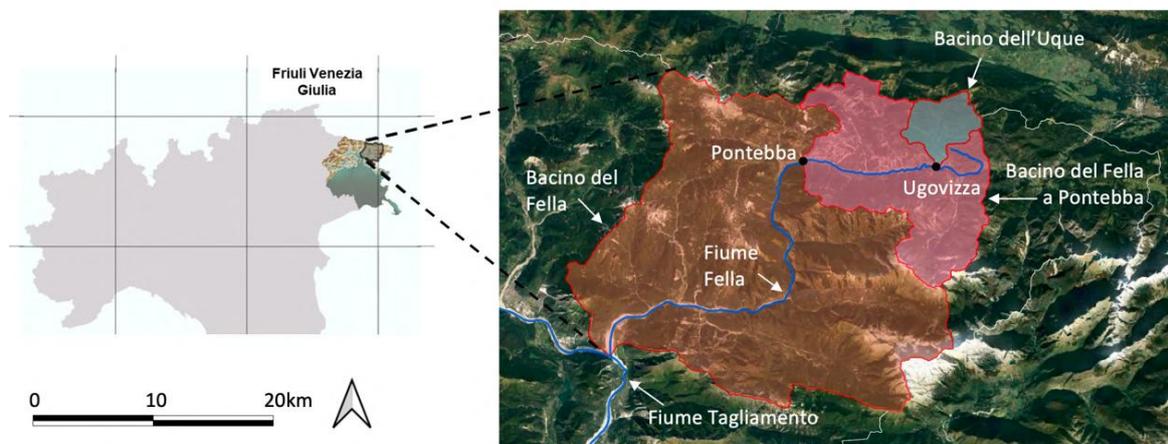


Figura 4.1: Bacino del fiume Fella, in Friuli-Venezia Giulia, e i due sottobacini analizzati come caso studio, Uque a Ugovizza e Fella a Pontebba (Arnone et al., 2023).

Il torrente Uque è rappresentativo dei corsi d'acqua effimeri che caratterizzano il versante destro superiore della valle del Fella; il bacino dell'Uque ha un'estensione di 24 km<sup>2</sup>, con un'altitudine media di 1270 m s.l.m. La lunghezza dell'asta principale è di circa 8 km e la pendenza media del bacino è di circa 30 gradi, il che denota le caratteristiche di ripidità dell'area. Il sottobacino con sezione di chiusura a Pontebba ha un'estensione di 174 km<sup>2</sup>, una lunghezza dell'asta principale di circa 20 km e la pendenza media del bacino è di 34 gradi. Le altre caratteristiche geomorfologiche principali sono riportate nella Tabella 4.1.

Il clima dell'area è classificato come un clima umido-continentale (cioè *Dfb* secondo la classificazione dei climi di Köppen), con estate calda e mesi più freddi con temperature inferiori allo zero. In particolare, la valle del Fella rientra nell'area caratterizzata da un regime pluviometrico con precipitazioni medie annue che variano da 1600 a 1800 mm (Figura 4.2a), a causa dell'effetto ombra pluviometrica delle creste meridionali (Borga et al., 2007). Le precipitazioni giornaliere possono superare i 500 mm in un periodo di ritorno di 20-30 anni (Villi et al., 1986; Ceschia et al., 1991). L'area è caratterizzata da un regime torrentizio, a causa delle precipitazioni concentrate in rovesci intensi ed erosivi, con topografia ripida e litologia costituita da calcare e dolomia (Aye et al., 2016).

Come anticipato nel paragrafo 2.1.2.1.1., il 29 agosto 2003 un intenso evento di precipitazione ha causato numerose inondazioni e innescato fenomeni di colate detritiche in tutto il bacino del fiume Fella. Durante questo evento, 396.2 mm di pioggia sono stati registrati in 24 ore (Norbiato et al., 2007) con un periodo di ritorno di 25 anni (considerando solamente 1 ora dell'evento) e 500 anni (considerando 6 ore dell'evento) (Borga et al., 2007).

Tabella 4.1: Caratteristiche geomorfologiche dei due sottobacini del fiume Fella considerati: Uque a Ugovizza e Fella a Pontebba.

Caratteristiche	Uque (Ugovizza)	Fella (Pontebba)
Area (km <sup>2</sup> )	24	174
Lunghezza asta principale (m)	8192	20118
Elevazione minima (m)	759	556
Elevazione massima (m)	2052	2754
Elevazione media (m)	1372	1351
Pendenza minima (°)	0	0
Pendenza massima (°)	87	89
Pendenza media (°)	30	34

In Figura 4.1 si riportano anche gli eventi di debris-flow documentati dall'IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia). La maggior parte degli eventi riportati in Figura 4.1 sono stati innescati dall'evento estremo del 2003.

Il bacino del fiume Fella a Pontebba è densamente ricoperto da una vegetazione prevalentemente arborea, in particolare da un bosco di conifere, latifoglie e un mix di entrambe (Figura 4.2b). Le aree più alte e ripide del bacino sono caratterizzate da suolo nudo (roccia), costituito principalmente da una litologia di arenarie e siltiti nella parte settentrionale e da carbonati nell'angolo sud-orientale (dalla carta geologica e litologica ufficiale della Regione FVG, Carulli, 2006). Il resto del bacino è scarsamente coperto da prati e vegetazione naturale con coltivazioni agricole realizzate sui depositi detritici nella zona a valle (Figura 4.2b).

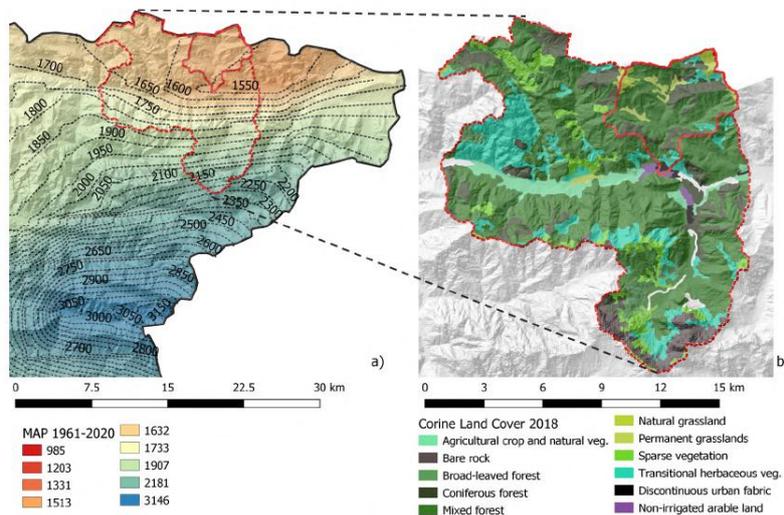


Figura 4.2: Distribuzione spaziale della Precipitazione Media Annuale (MAP) nel periodo 1961-2020 nella zona nord-est del Friuli-Venezia Giulia (a), copertura del suolo dal progetto Corin Land Cover (CLC) di Copernicus, aggiornato nel 2018 (Arnone et al., 2023).

### 4.3 Indagini in sito

A seguito di un primo sopralluogo effettuato per verificare lo stato della strumentazione della rete idro-meteorologica del bacino e delle sezioni dell'alveo, si è scelto di considerare il bacino del torrente Uque con sezione di chiusura a Ugovizza (Figura 4.1). Un'analisi preliminare alle indagini in sito ha riguardato uno studio approfondito delle serie di precipitazione e di altezza idrometrica in modo tale da individuare possibili errori nelle misure come, ad esempio, la presenza di valori anomali e di rumore. La scelta della sezione di chiusura a Ugovizza, per la verifica delle portate simulate, è stata influenzata dalle caratteristiche di sezione regolare dell'alveo (Figura 4.3b) e dalla disponibilità di misure di altezza idrometrica registrate dall'idrometro meno incerte rispetto ad altre sezioni.

Si è scelto, inoltre, di studiare il comportamento idrologico del bacino del fiume Fella in corrispondenza di una sezione di chiusura posta più a valle, ovvero a Pontebba (Figura 4.1 e Figura 4.3a), al fine di effettuare ulteriori analisi che verranno illustrate in seguito.



Figura 4.3: Alveo naturale della sezione di chiusura a Pontebba (a) e alveo artificiale della sezione di chiusura di Ugovizza (b).

Nel settembre 2020 e settembre 2021, sono state condotte ulteriori indagini in sito in corrispondenza delle due sezioni individuate che hanno riguardato: i) rilievi topografici per la ricostruzione geometrica delle sezioni trasversali in alveo; ii) misure per la stima della velocità della corrente in alveo; iii) verifica delle altezze idrometriche registrate dagli idrometri e dello zero idrometrico.

I suddetti rilievi e misure sono stati utilizzati per la ricostruzione della scala delle portate in corrispondenza delle due sezioni di interesse. Quest'ultimo punto verrà discusso nel dettaglio nella sezione 4.6.

Inoltre, il periodo delle rilevazioni è stato fatto coincidere con l'inizio della stagione piovosa al fine di ottenere una stima della portata di base.

I rilievi topografici sono stati condotti in collaborazione con il gruppo di Topografia e Cartografia dell'Università degli Studi di Udine coordinato dal Prof. Ing. Alberto Beinat e che dispone degli strumenti tecnologici necessari. In particolare, ci si è serviti della stazione totale *LEICA TPS TCRA 1103* e del *GPS LEICA System 500 – SR520* per poter effettuare rilievi sul campo di alcuni punti della sezione di Pontebba (Figura 4.4).

Le specifiche tecniche nominali della stazione totale *LEICA TPS TCRA 1103* della *Leica Geosystem* sono riportate in Tabella 4.2. Per svolgere l'operazione di fissaggio dei punti di misura si è adoperato anche un prisma di tipo standard (Figura 4.4c).



Figura 4.4: GPS *LEICA System 500 – SR520* (a), stazione totale *LEICA TPS TCRA 1103* (b) e prisma di tipo standard (c).

La stazione totale *LEICA TPS TCRA 1103* possiede i seguenti vantaggi:

- misura della distanza rapida e precisa grazie al distanziometro elettronico integrato;
- facile allineamento del prisma lungo l'asse di collimazione grazie alla guida luminosa elettronica EGL;
- elevata produttività grazie al puntamento automatico (ATR);
- facile centramento dello strumento sopra il punto di riferimento a terra grazie al piombo laser.

Per inquadrare la stazione totale si sono effettuate delle misure con il *GPS LEICA System 500 – SR520* con antenna *LEICA AX 1203*, entrambi della *Leica Geosystem*.

Tabella 4.2: Specifiche tecniche nominali della stazione totale *LEICA TPS TCRA 1103* della *Leica Geosystem* (agea.info).

Misura della distanza		Sensibilità della livella	
Portata senza riflettore	Fino a 760 m senza ambiguità	Livella sferica	6' / 2 mm
Portata con riflettore	Da 1000 m a 12 km senza ambiguità	Livella torica	Nessuna
Precisione senza riflettore	5 mm	Livella elettronica	Risoluzione 2"
Precisione con riflettore	3 mm	Piombo ottico	
Misura angolare		Posizione	Nel basamento
ISO 17123-3	3" (1.0 mgon)	Ingrandimenti	2x con messa a fuoco
Cannocchiale		Peso	
Ingrandimento	30x	TCRM	4.9 kg
Immagine	Dritta	Basamento	0.8 kg
Diametro libero obiettivo	40 mm	Batteria	0.4 kg
Distanza minima messa a fuoco	1.7 m		
Campo visivo	1° 30' (1.6 gon)		

In Figura 4.5 si riporta la sezione ricavata mediante le misurazioni in sito in corrispondenza della sezione di chiusura a Ugovizza.

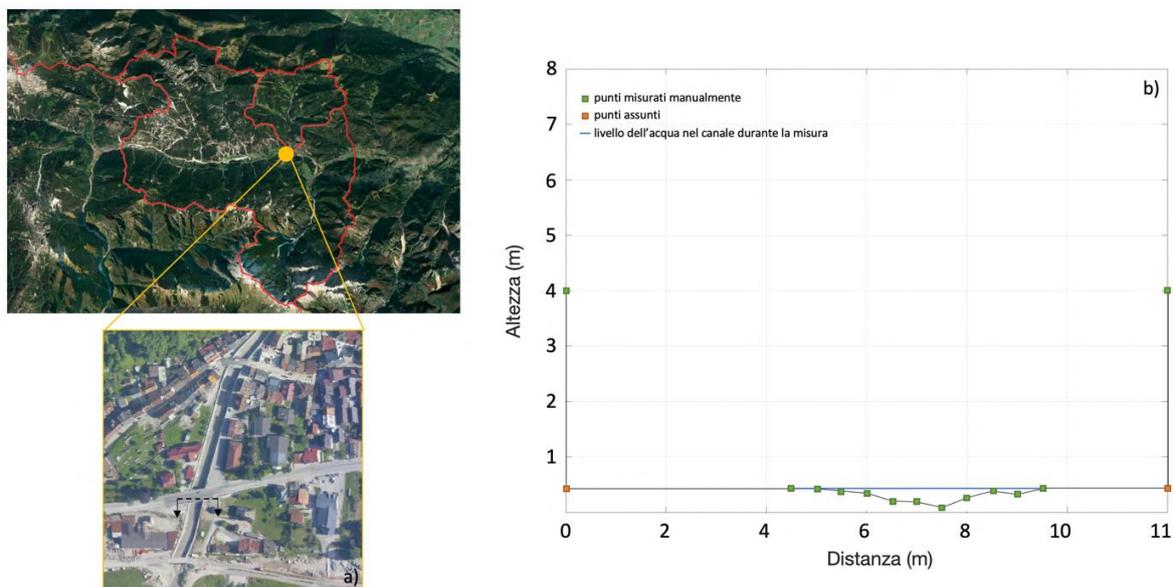


Figura 4.5: Inquadramento geografico della sezione a Ugovizza (a) e risultato delle misure effettuate in sito per la medesima sezione di chiusura (b).

Infine, in Figura 4.6 si riporta la sezione ricavata mediante le misure topografiche in corrispondenza della sezione di chiusura di Pontebba. Come anticipato sopra, questa sezione è costituita da tre pile di ponte; in Figura 4.6b si riportano le misure fino alla base delle pile. Inoltre, sono state effettuate anche altre misure in corrispondenza della pavimentazione stradale del ponte, posta ad una altitudine di 581 m s.l.m., ricavando che le pile si estendono per una altezza di circa 8 m.

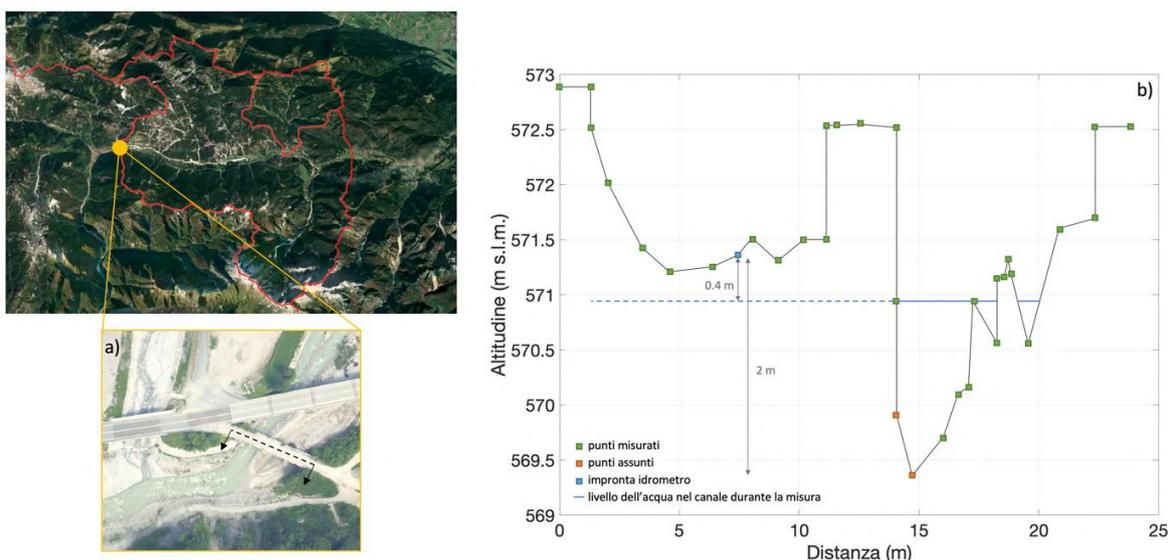


Figura 4.6: Inquadramento geografico della sezione a Pontebba (a) e risultato dei rilievi topografici effettuati in sito per la medesima sezione di chiusura (b).

Per quanto riguarda la velocità, sia a Pontebba che ad Ugovizza, è stata stimata utilizzando un galleggiante.

La velocità della corrente è stata stimata assumendo un profilo logaritmico di velocità e le misure sono state ripetute più volte.

In Tabella 4.3 si riporta il valore medio della velocità della corrente, ottenuto per entrambe le sezioni di interesse, insieme alle caratteristiche dell'alveo della sezione di chiusura di Ugovizza e Pontebba.

Tabella 4.3: Caratteristiche dell'alveo in corrispondenza delle due sezioni di chiusura di interesse ricavate grazie alle indagini sul campo.

Sezione di chiusura	Larghezza alveo, L (m)	Altezza sponda sinistra, $H_{sx}$ (m)	Altezza sponda destra, $H_{dx}$ (m)	Tirante, y (m)	Velocità media ( $m^2/s$ )	Portata di base ( $m^3/s$ )
Ugovizza	12.0	4.0	4.0	0.08	1.28	0.72
Pontebba	63.0	8.1	8.5	1.47	1.17	2.70

La portata di base stimata per la sezione di Ugovizza risulta pari a  $0.72 m^3/s$ , e per la sezione di Pontebba  $2.70 m^3/s$ .

## 4.4 Dati topografici e rete idrometeorologica

Come anticipato nel paragrafo 3.1, i principali dati di input per la modellazione idrologica sono costituiti dalle serie temporali delle forzanti meteorologiche, ovvero precipitazione e temperatura, e dai dati topografici ricavati a partire dal DTM (Figura 4.7). La calibrazione e validazione del modello idrologico, inoltre, richiede le serie temporali delle portate in corrispondenza delle sezioni prima individuate.

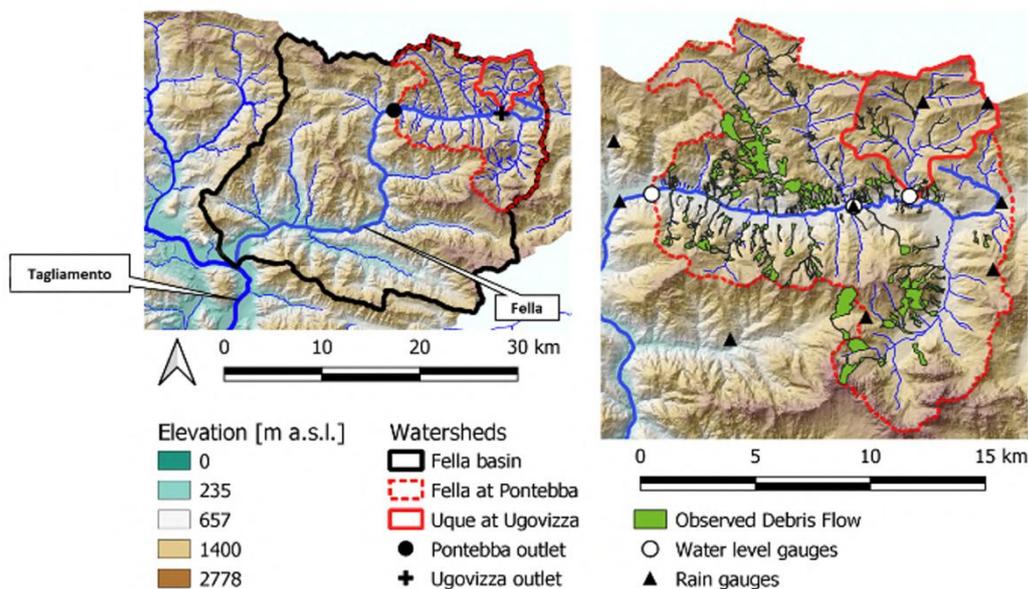


Figura 4.7: Bacino del fiume Fella, in Friuli-Venezia Giulia, e i due sottobacini analizzati come caso studio, Uque a Ugovizza e Fella a Pontebba. In verde i fenomeni di debris-flow che si sono verificati nel bacino del Fella (Arnone et al., 2023).

I dati topografici del FVG sono disponibili dal sito-web IRDAT (Infrastruttura Regionale dei Dati Ambientali e Territoriali) della regione ([irdat.regione.fvg.it](http://irdat.regione.fvg.it)). In particolare, il DTM è disponibile alla risoluzione spaziale di  $1 \times 1$  m. Tuttavia, ai fini

della modellazione non si è ritenuto necessario adoperare una risoluzione così elevata vista la natura semi-distribuita del modello idrologico. Utilizzare un DTM con una risoluzione molto alta comporta, infatti, un notevole carico computazionale. Attraverso gli algoritmi implementati nel software *QGIS*, è stato dunque effettuato un ricampionamento del DTM alle risoluzioni di 2x2 m e 4x4 m. La Figura 4.8 mostra le distribuzioni di frequenza dei DTM alle tre risoluzioni. Come si può notare, le distribuzioni in frequenza del DTM con celle 1x1 m (Figura 4.8a) e del DTM con celle 2x2 m (Figura 4.8b) non differiscono in maniera significativa, a differenza del caso del DTM con risoluzione 4x4 m (Figura 4.8c). Si è scelto dunque di adottare il DTM ricampionato a 2x2 m.

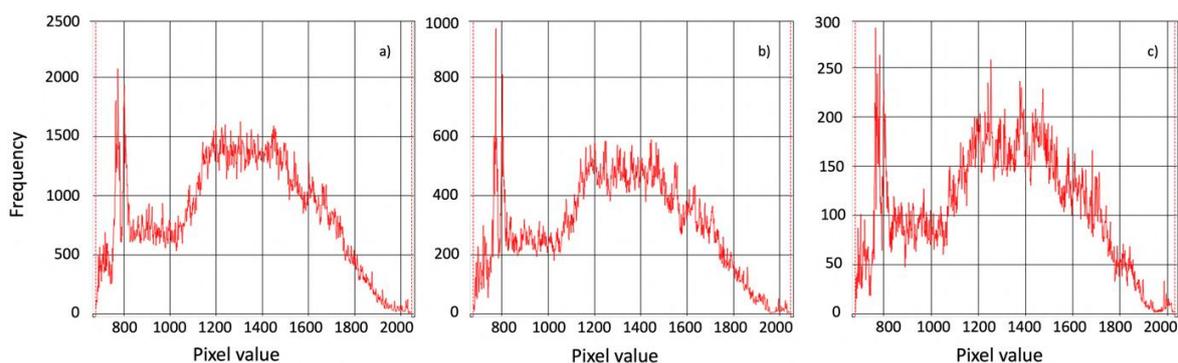


Figura 4.8: Confronto della risoluzione spaziale dei DTM a 1x1 m (a), 2x2 m (b) e 4x4 m (c).

Le reti idro-meteorologiche in regione sono gestite dall'Agenda regionale di Protezione Civile. In particolare, la regione conta su una fitta rete di stazioni a terra composta da due reti principali basate rispettivamente su tecnologia *CAE* e *Micro-SIAP* (Figura 4.9a). Quest'ultima rete è co-gestita dall'OSMER-ARPA (OSservatorio MEteorologico Regionale-Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente) FVG che ha sviluppato una piattaforma web facilmente accessibile e utile per la gestione dei dati meteorologici chiamata *OMNIA*.

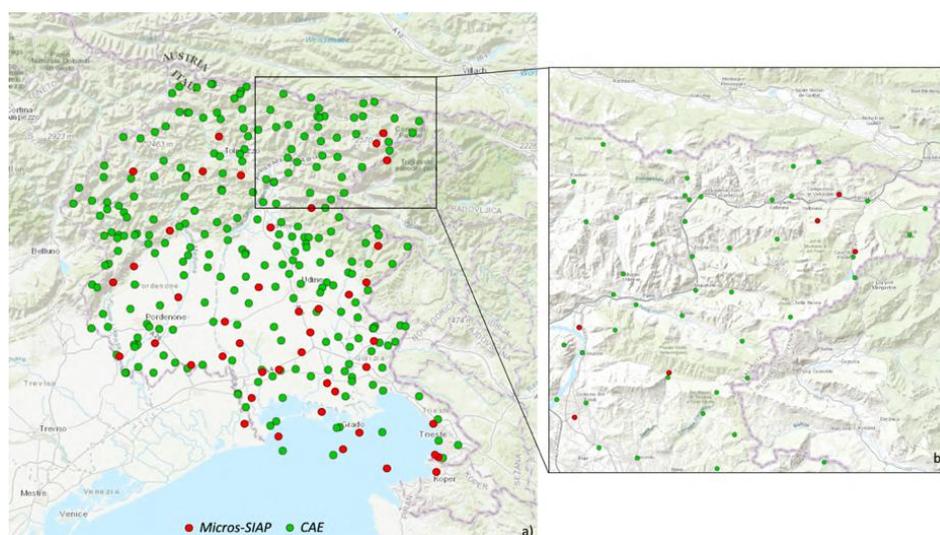


Figura 4.9: Stazioni idro-meteorologiche della rete *Micro-SIAP* (in rosso) e *CAE* (in verde) della regione FVG (a) e nella zona nord-est del Friuli-Venezia Giulia (b) (dalla piattaforma *OMNIA*).

Il database *OMNIA* è uno strumento di raccolta, controllo e validazione, archiviazione, elaborazione e visualizzazione di dati idro-nivo-meteorologici ([cmsarpa.regione.fvg.it](http://cmsarpa.regione.fvg.it)). È possibile scaricare tutti i dati, sia attuali che storici, a diverse risoluzioni.

Le stazioni a terra di interesse hanno registrato dati con risoluzioni di 1 e 5 minuti, ininterrottamente dall'inizio degli anni 2010. In particolare, due pluviometri si trovano all'interno del bacino di Ugovizza, altri due in prossimità della foce di Pontebba (Figura 4.1). La stazione idrometeorologica di Ugovizza è stata installata solo dopo l'evento estremo del 29 agosto 2003.

In Figura 4.10 si riporta la stazione idrometeorologica presente nel comune di Malborghetto (UD), le cui foto sono state scattate durante il primo sopralluogo.

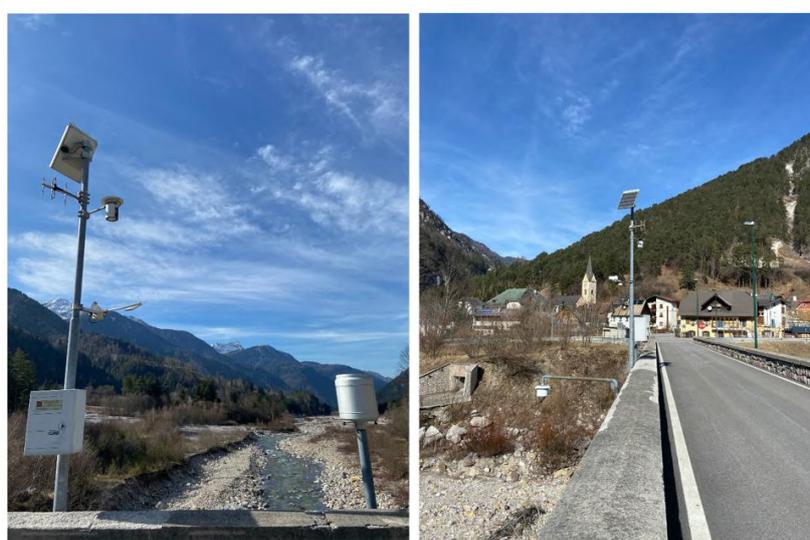


Figura 4.10: Stazione idrometeorologica nel comune di Malborghetto (UD).

Sia il torrente Uque a Ugovizza sia il fiume Fella a Pontebba sono dotati di due idrometri a ultrasuoni *ULM30* con tecnologia *CAE* (Figura 4.11a-c). La misura dell'altezza idrometrica avviene mediante l'emissione di una serie di impulsi ultrasonici e la successiva analisi dell'eco ricevuto ([cae.it](http://cae.it)).

Il sensore, tramite questi dati, fornisce la distanza riferita allo zero idrometrico dello strumento; le specifiche nominali dello strumento sono riportate in Tabella 4.4.

Tabella 4.4: Specifiche tecniche nominali dell'idrometro ad ultrasuoni *ULM30* con tecnologia *CAE*.

Range di misura	0.5 ÷ 15 m
Campo di temperatura operativo	-40 / +60 °C
Precisione di misura	± 0.01 m
Risoluzione	1 cm
Interfaccia di comunicazione	RS485 protocollo CAE
	RS485 SDI-12
	Analogica 4-20 mA
Dimensioni	210 (Ø) x 390 mm
Peso	2.25 kg



Figura 4.11: Idrometro ad ultrasuoni con tecnologia CAE delle stazioni del Torrente Pontebbana (a), a Pontebba Idro Fella (b) e a Ugovizza (c).

## 4.5 Analisi preliminari delle serie idro-meteorologiche

In questa sezione si descrivono le analisi preliminari effettuate sulle serie idro-meteorologiche per il loro utilizzo nel modello idrologico.

In particolare, poiché il lavoro di tesi mira ad una modellazione di eventi di piena che possono innescare debris-flow, sono state condotte le analisi sia a scala continua che a scala di evento. Sono state quindi definite ed estratte una serie di eventi di precipitazione intensi da considerare per la calibrazione e la conseguente validazione del modello idrologico.

Sono state analizzate le serie continue registrate dai pluviometri a 60 minuti tra il 2009 e il 2021, cioè dal momento in cui lo strumento ha iniziato a lavorare in modo continuo ad alta risoluzione.

Gli eventi sono stati definiti tra quelle sequenze di giorni piovosi caratterizzati da almeno 24 ore di precipitazioni inferiori a 1 mm, in accordo con altri lavori presenti in letteratura (Caracciolo et al., 2017), individuando così un totale di 829 eventi di precipitazione. In Figura 4.12 si riportano gli eventi individuati in termini di intensità massima, pioggia cumulata, intensità media e durata, per la stazione di Val Ugovizza situata in corrispondenza del baricentro del bacino del torrente Uque.

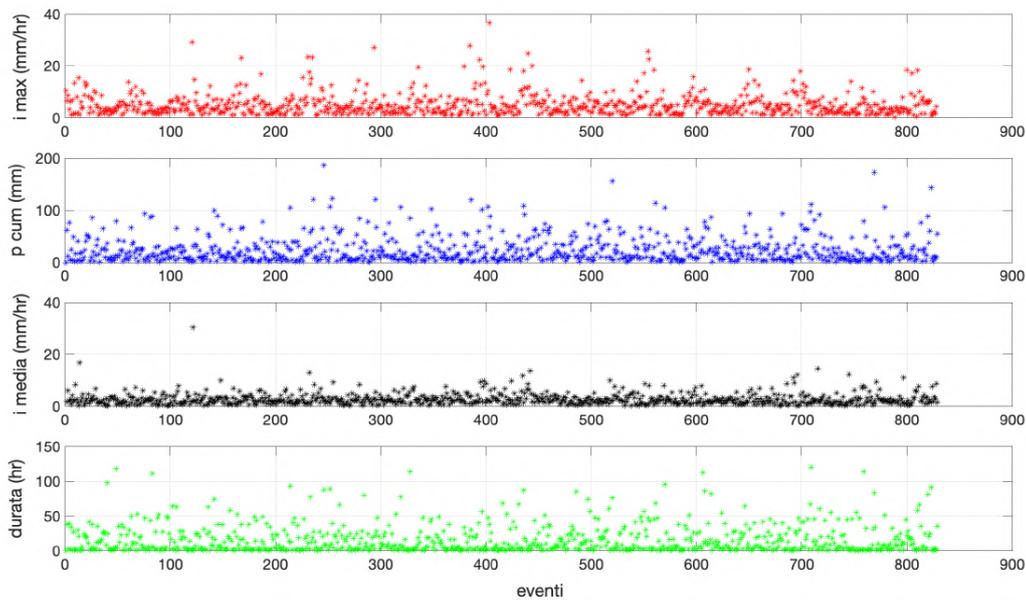


Figura 4.12: Intensità massima (a), pioggia cumulata (b), intensità media (c) e durata (d) degli 829 eventi selezionati.

Tra gli 829 eventi individuati, ai fini dello studio idrologico, saranno selezionati gli eventi più intensi, come verrà descritto nel paragrafo 4.7.

Le misure registrate da strumenti sono spesso caratterizzate da una serie di incertezze che possono influenzare la scelta sia del caso studio che dell'evento da analizzare. La Figura 4.13 riporta la serie grezza (senza correzioni e post-elaborazioni) registrata dall'idrometro di Malborghetto, la quale mostra valori negativi. Tali valori sono riconducibili alla definizione del valore dello zero idrometrico dello strumento.

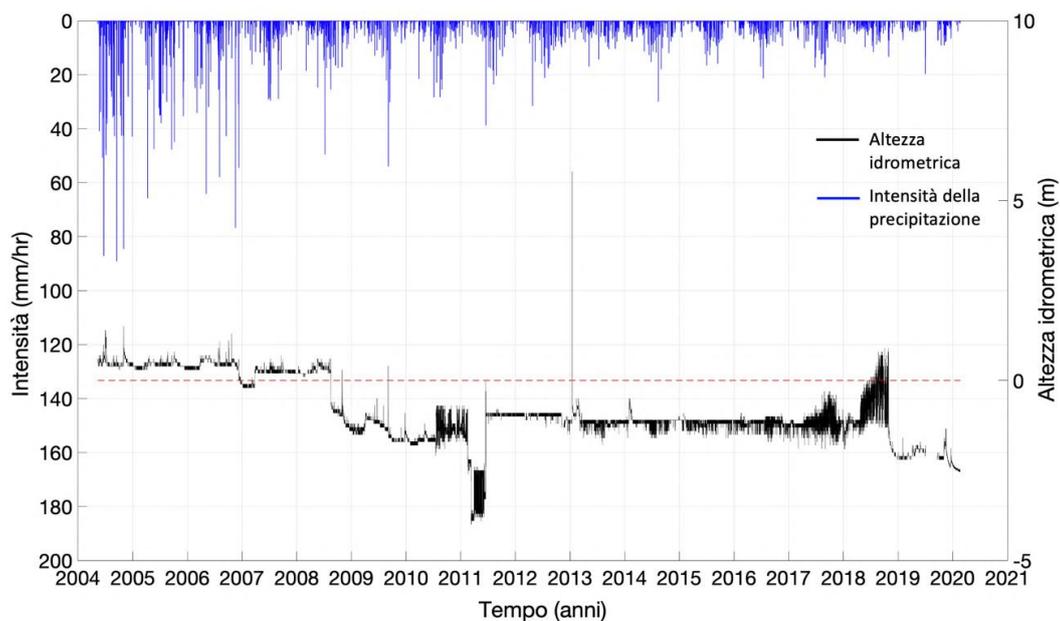


Figura 4.13: Dati orari di precipitazione e di altezza idrometrica registrati dalla stazione idrometeorologica di Malborghetto (UD) nel periodo tra il 2004 e il 2020.

Un'altra problematica che può influenzare la scelta dell'evento di precipitazione è la presenza dei cosiddetti "buchi" nella serie, come mostrato in Figura 4.14. Questo problema riguarda anche le misure registrate dai pluviometri. Visto l'obiettivo di individuare e simulare eventi particolarmente intensi, non si è reso necessario ricostruire il dato mancante con tecniche presenti in letteratura, come ad esempio le tecniche di *filling* (Richard et al., 2020).

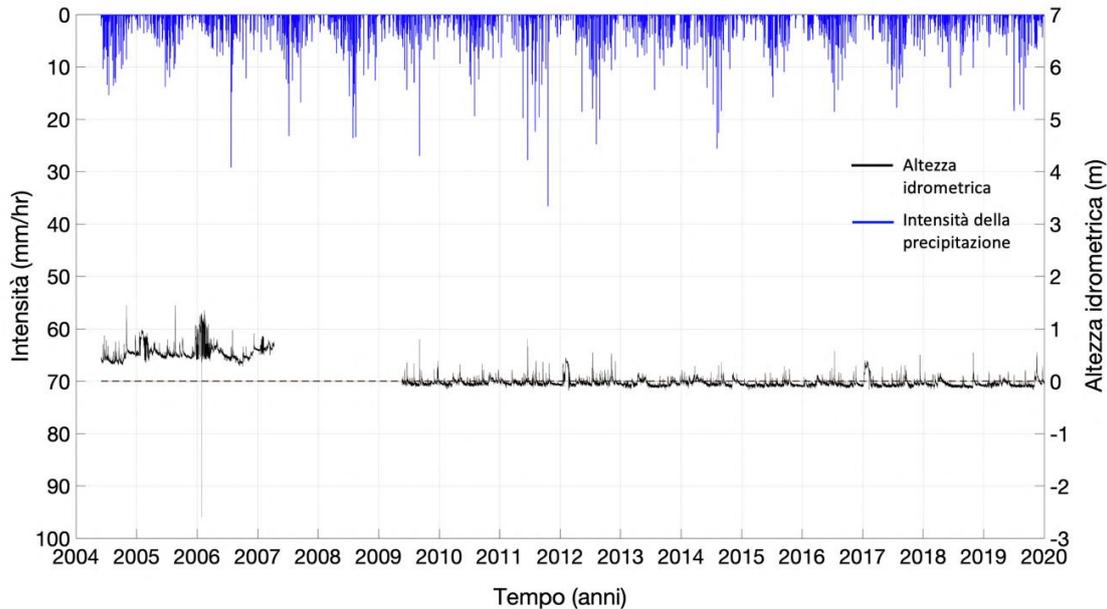


Figura 4.14: Dati orari di precipitazione e di altezza idrometrica registrati dalle stazioni idrometeorologiche presenti nel bacino dell'Uque a Ugovizza (UID).

Inoltre, le serie idrometriche sono spesso caratterizzate da significative oscillazioni riconducibili, ad esempio, alla presenza di sedimenti, trasporto di massi durante gli eventi, rumore di fondo. In questo lavoro, sono stati applicati dei filtri a media mobile (Figura 4.15b) che permettono di attenuare il rumore (Bendat e Piersol, 2000).

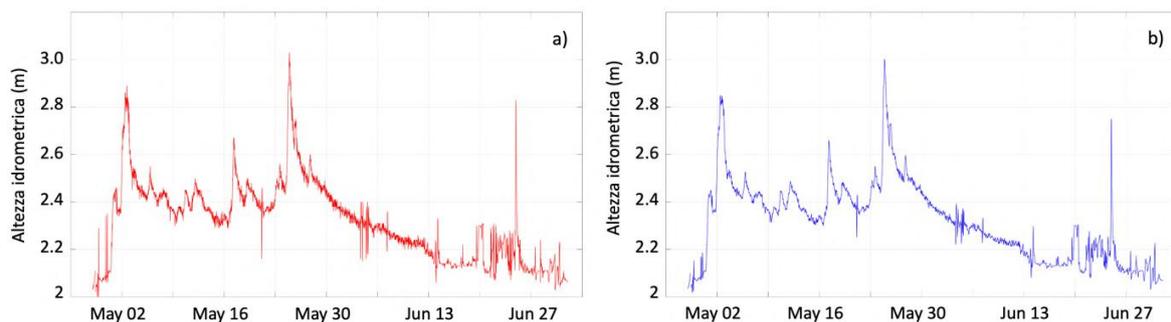


Figura 4.15: Confronto della serie grezza dell'altezza idrometrica registrata dall'idrometro in corrispondenza della sezione di chiusura di Pontebba (a) con il risultato della serie a seguito dell'applicazione del filtro a media mobile (b).

## 4.6 Derivazione della scala delle portate

Per le fasi di calibrazione e validazione del modello idrologico è necessario conoscere l'andamento delle portate nel tempo, durante gli eventi selezionati. Purtroppo, le misure di portata non possono essere effettuate in maniera continua, in particolare durante gli eventi di piena. Le misure effettuate con continuità nel tempo sono le misure di altezza idrometrica e quindi per ottenere le portate risulta molto importante stimare la scala di deflusso per le due sezioni di chiusura in esame (torrente Uque a Ugovizza e fiume Fella a Pontebba).

Come descritto nella sezione 4.3, il letto del torrente Uque a Ugovizza è abbastanza regolare sia in termini di geometria che di scabrezza (Figura 4.16) e, per questo motivo, la scala delle portate corrispondente è stata ricavata utilizzando l'equazione di Manning:

$$Q = \frac{A^{5/3} k_s \sqrt{i_f}}{B^{2/3}} \quad (4.1)$$

dove  $Q$  è la portata,  $A$  è l'area della sezione,  $k_s$  è il coefficiente di scabrezza di Gauckle-Strickler,  $i_f$  è la pendenza del fondo e  $B$  è il perimetro bagnato della sezione.



Figura 4.16: Regolarità della sezione dell'alveo del torrente Uque in corrispondenza alla sezione di chiusura di Ugovizza.

In seguito ai rilievi effettuati, la sezione di Ugovizza è stata schematizzata con una sezione rettangolare avente larghezza  $b$  pari a 12 m e con perimetro bagnato pari a:

$$B = 2y + b \quad (4.2)$$

dove  $y$  è il tirante.

Inoltre, è stato assunto un coefficiente di Manning (pari all'inverso del coefficiente di Gauckler-Strickler)  $n$  pari a  $0.03 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ , corrispondente ad un  $k_s = 33 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$ . La scala delle portate che si ottiene dalla (4.1) è riportata in Figura 4.17.

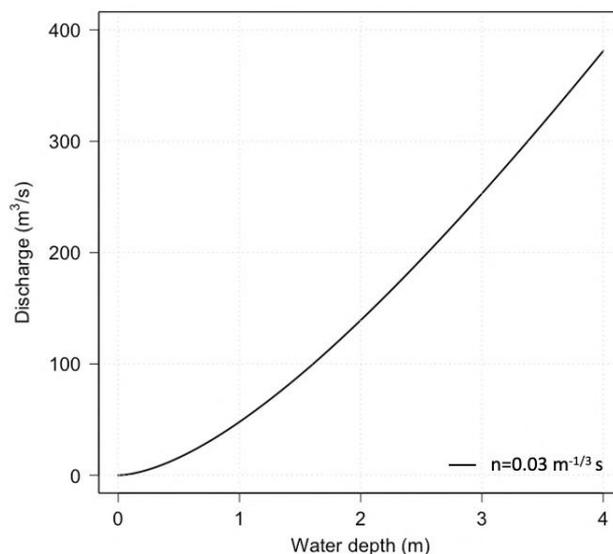


Figura 4.17: Scala delle portate per il torrente Uque a Ugovizza (Arnone et al., 2023).

Al contrario, la sezione di chiusura di Pontebba è costituita da un letto naturale continuamente interessato da processi di trasporto solido (Longoni et al., 2016; Schopper et al., 2019). Inoltre, la sezione trasversale si restringe improvvisamente a causa della presenza di due ponti a distanza ravvicinata, con alcune pile costruite in alveo (Figura 4.11a). In una situazione di questo genere è molto probabile che si formino dei profili di rigurgito e quindi l'equazione di Manning non è adatta ad essere applicata. Per questo motivo, per questa sezione la scala delle portate è stata ottenuta effettuando una modellazione numerica. Il modello idraulico utilizzato è *DAM\_HYD*, descritto nella sezione 3.4; e per le simulazioni il fiume Fella è stato discretizzato attraverso una mesh bidimensionale costituita da oltre 277000 celle quadrangolari irregolari (Figura 4.18).



Figura 4.18: Dettaglio delle celle irregolari della mesh bidimensionale utilizzata nella modellazione idraulica. In figura è riportata la sezione di chiusura di Pontebba.

La discretizzazione ha interessato l'alveo a partire da 4 km a monte della sezione di Pontebba, fino a circa 120-130 m a valle della sezione di chiusura di Pontebba. Nella modellazione, oltre all'alveo di magra, sono state comprese anche le golene, fino agli argini o ad un naturale aumento della quota del terreno (Figura 4.19).

Per ricavare la scala delle portate, è stata fatta una serie di simulazioni di moto permanente, assegnando una portata costante (con valori compresi tra 5 e 720 m<sup>3</sup>/s) e individuando per ciascuna simulazione il valore del livello idrometrico in corrispondenza della sezione di chiusura. Come coefficiente di scabrezza, è stato assegnato un coefficiente di Manning pari a 0.056 m<sup>-1/3</sup>s per le golene, mentre per l'alveo si è deciso di effettuare due serie distinte di simulazioni: nella prima si è assunto  $n=0.03$  m<sup>-1/3</sup>s mentre nella seconda  $n=0.05$  m<sup>-1/3</sup>s. Questi due valori di  $n$  dell'alveo sono scelti ai due estremi dell'intervallo suggerito in letteratura per i corsi d'acqua montani con fondo costituito da ghiaia, ciottoli e massi sparsi (Chow, 1959).

Ciascuna serie è costituita da 30 simulazioni e questo ha permesso di ricavare quindi due scale delle portate, rappresentative dei due diversi coefficienti di Manning assunti per l'alveo di magra.

Come condizioni al contorno per le simulazioni si è assegnato a monte una portata costante e a valle una condizione cinematica di deflusso.



Figura 4.19: Dominio della mesh bidimensionale per le simulazioni idrauliche necessarie per la costruzione della scala delle portate nella sezione trasversale a Pontebba.

I contorni laterali del dominio sono stati posti ad una distanza dal fiume tale da non essere mai raggiunti dalla corrente, anche nelle simulazioni con la portata più elevata. La condizione iniziale è quella di letto asciutto per tutte le simulazioni e tutte le simulazioni sono state condotte fino al raggiungimento di una condizione stazionaria di moto permanente.

Per ogni valore di portata simulata, una volta raggiunto il moto permanente, è stato valutato il tirante sulla sezione trasversale in cui è presente l'idrometro, facendo attenzione al fatto che il tirante è la profondità dell'acqua misurata dal punto più basso

della sezione che, in questo caso, non coincide con l'impronta dell'idrometro (Figura 4.20).

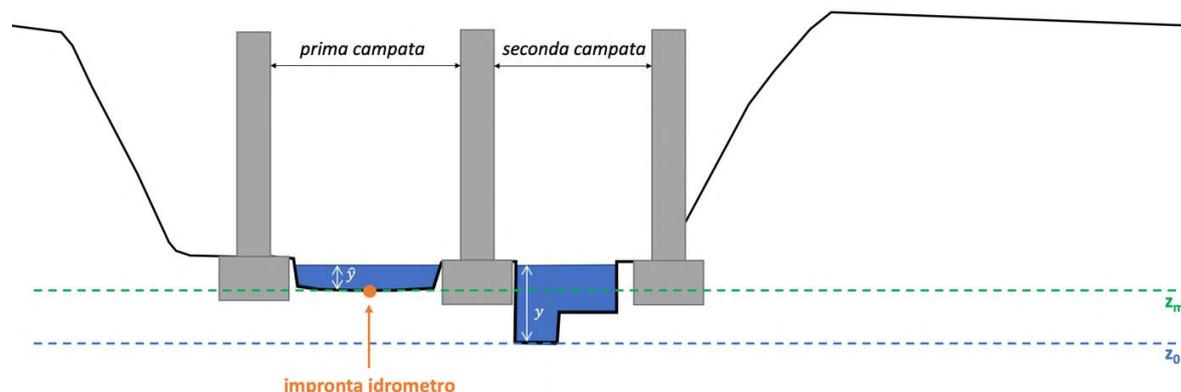


Figura 4.20: Profilo della sezione trasversale in corrispondenza della sezione di chiusura di Pontebba, dove  $\hat{y}$  è la misura che si può ricavare dall'altezza idrometrica e  $y$  il tirante.

In particolare, a Pontebba, come riportato in Figura 4.20, l'idrometro non è situato in corrispondenza del punto più basso della sezione, ma più vicino alla sponda sinistra del fiume e, per bassi valori di portata, registra un'altezza idrometrica nulla.

Nello specifico, lo strumento inizia a rilevare l'acqua solo quando il tirante è superiore a  $z_m - z_0$ , che corrisponde a 2.0 m; le simulazioni mostrano che questo si verifica se la portata è maggiore di  $3.4 \text{ m}^3/\text{s}$ .

In Figura 4.21 si riportano i tiranti per una portata di  $3 \text{ m}^3/\text{s}$  e  $200 \text{ m}^3/\text{s}$  al variare del tempo, fino al raggiungimento del moto permanente.

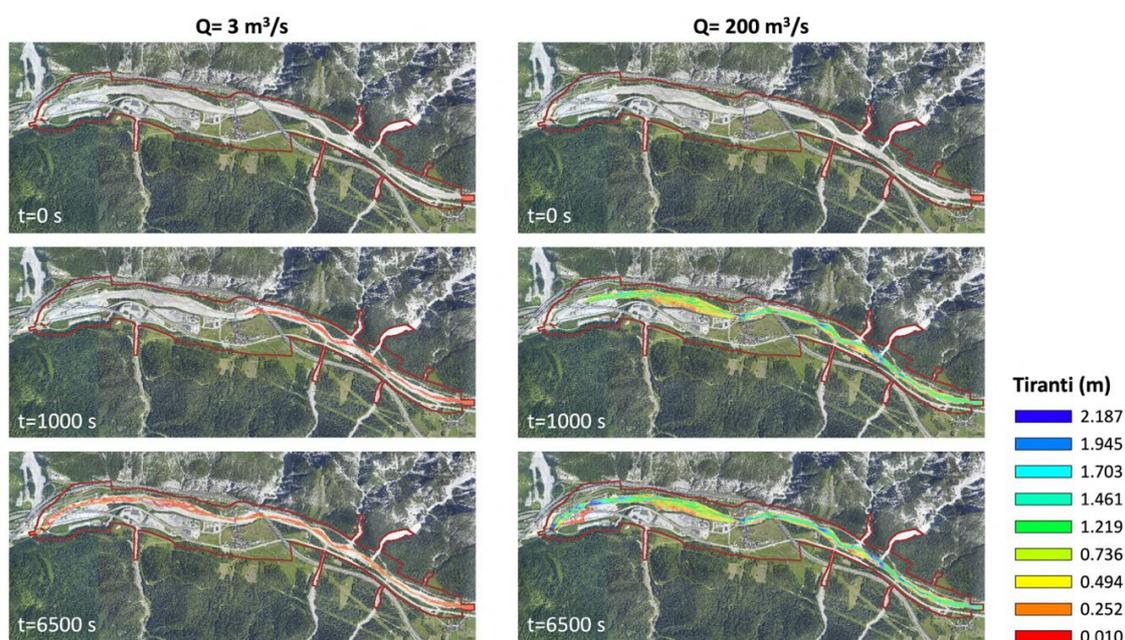


Figura 4.21: Andamento dei tiranti nelle simulazioni idrauliche con una portata pari a  $3 \text{ m}^3/\text{s}$  e  $200 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Come si può vedere dalla Figura 4.22, la corrente, per una portata di  $3 \text{ m}^3/\text{s}$ , non passa al di sotto della prima campata del ponte.

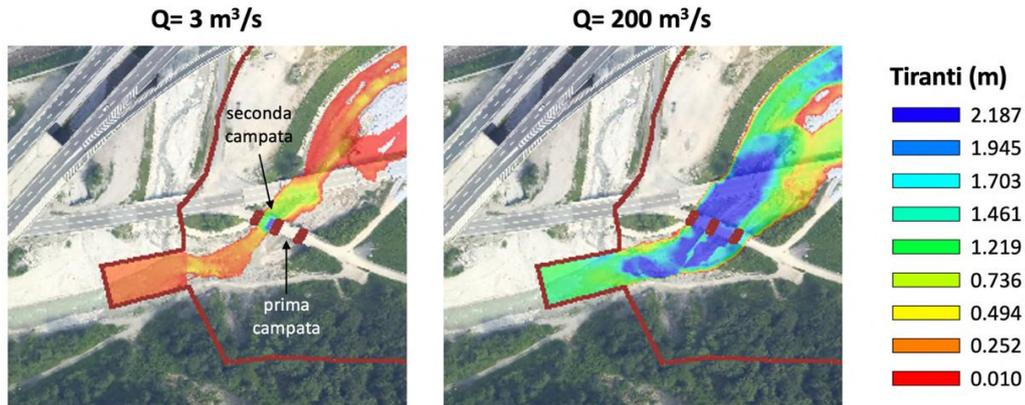


Figura 4.22: Andamento dei tiranti nelle simulazioni idrauliche con una portata pari a  $3 \text{ m}^3/\text{s}$  e  $200 \text{ m}^3/\text{s}$ , dopo il raggiungimento del moto permanente, in corrispondenza della sezione di chiusura a Pontebba.

Una volta effettuate tutte le simulazioni, la scala delle portate della sezione trasversale a Pontebba è stata dedotta facendo una regressione sui punti ricavati. Per migliorare l'adattamento della curva ai punti, si è deciso di ricavare tre relazioni distinte a seconda del valore della portata (Tabella 4.5).

Tabella 4.5: Relazioni della scala delle portate per i due coefficienti di Manning,  $n$ , scelti.

n	Q		
	< 50 $\text{m}^3/\text{s}$	50÷400 $\text{m}^3/\text{s}$	>400 $\text{m}^3/\text{s}$
$0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$	$Q = 0.0359 \cdot y^{6.402}$	$Q = 0.960 \cdot y^{3.505}$	$Q = 5.202 \cdot y^{2.499}$
$0.05 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$	$Q = 0.0349 \cdot y^{6.302}$	$Q = 1.032 \cdot y^{3.415}$	$Q = 5.313 \cdot y^{2.462}$

In Figura 4.23 si riporta graficamente la scala delle portate; come si può notare, non sono stati considerati tiranti inferiori a 2.0 m, perché si tratta di quei casi in cui, pur in presenza di un deflusso, l'idrometro restituisce una misura. Questo potrebbe essere un inconveniente quando si applica la relazione per eventi di bassa portata, ma diventa quasi irrilevante quando si studiano eventi estremi come nel caso in esame.

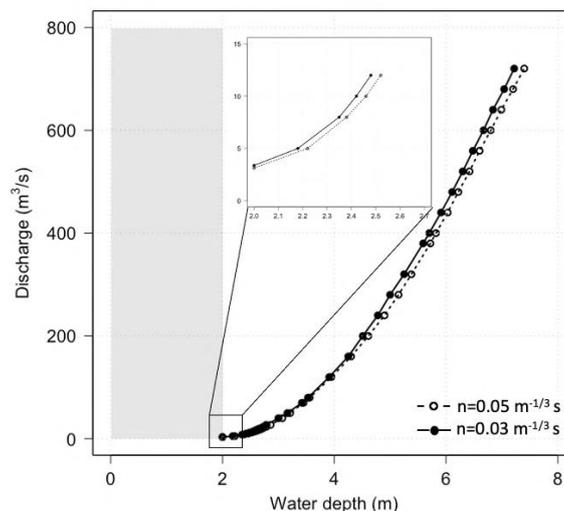


Figura 4.23: Scala delle portate del fiume Fella in corrispondenza della sezione di chiusura a Pontebba ricavata con  $n=0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$  ed  $n=0.05 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$  (Arnone et al., 2023).

---

## 4.7 Set-up delle simulazioni idrologiche

Come anticipato nella sezione 3.2, uno degli obiettivi della modellazione idrologica affrontata in questo lavoro è quello di ottenere uno strumento modellistico calibrato e validato per il sottobacino del torrente Uque a Ugovizza per poter derivare, per una specifica sezione, l'idrogramma di piena utile alla previsione di un possibile innesco di un evento di colata detritica.

Una problematica ricorrente dei bacini montani è quella di trovarsi nella condizione di studiare dei sottobacini non strumentati, ovvero privi di dati di portata necessari per la calibrazione e validazione del modello (Marchi et al., 2009; Ruiz-Villanueva et al., 2013). Nell'ottica di dover stimare l'idrogramma di piena in una sezione più a monte ed interna del sottobacino dell'Uque a Ugovizza (ai fini dell'analisi di innesco di colate detritiche), il caso in esame può includersi come tra i bacini non strumentati. Pertanto, è stata prevista una serie di simulazioni per la modellazione del più esteso bacino del fiume Fella a Pontebba (valle) con l'obiettivo di verificare la risposta idrologica simulata in una sezione interna, ovvero a Ugovizza (monte), rispetto a quella utilizzata per la calibrazione del modello idrologico.

Inoltre, per le simulazioni idrologiche è stato impostato un time-step di 5 minuti; l'alta risoluzione temporale permette di catturare gli eventi estremi di pioggia che caratterizzano l'innesco dei fenomeni di *debris-flow*. Inoltre, per la prima volta, il modello è stato testato ad una risoluzione temporale così elevata, che comporta tempi computazionali più lunghi.

In particolare, sono stati condotti due diversi schemi di simulazione:

1. simulazioni per la calibrazione del modello GEOframe-NewAge sul bacino del fiume Fella a Pontebba e validazione sul sottobacino del torrente Uque a Ugovizza, in seguito denominato "bacino di controllo", per la validazione della sezione di chiusura interna. Per semplicità di descrizione queste simulazioni vengono indicate in seguito con il termine *RunA*.
2. simulazioni per la calibrazione e validazione del modello nel sottobacino del torrente Uque a Ugovizza. Queste simulazioni verranno indicate con il termine *RunB*.

In particolare, quest'ultima configurazione (*RunB*) permetterà di sviluppare una modellazione idrologica più rigorosa e robusta per il bacino idrografico del torrente Uque, al fine di ottenere risposte idrologiche affidabili per le sezioni a monte dell'Uque per le quali non si dispone di misure. Queste ultime, infatti, saranno utilizzate per lo studio idrodinamico dei *debris-flow* attraverso il modello *DAM\_DEBRIS*, il quale necessita dell'idrogramma di piena in corrispondenza del punto di innesco del fenomeno.

I dettagli delle due configurazioni *RunA* e *RunB* sono riassunti in Tabella 4.6.

Tabella 4.6: Dettagli delle due configurazioni sviluppate per la modellazione idrologica.

Configurazione	Sezione di chiusura	Area bacino (km <sup>2</sup> )	Discretizzazione spaziale (HRUs)	Modellazione idraulica per la scala delle portate	Altezza idrometrica per la calibrazione (sezione di chiusura)	Altezza idrometrica per la validazione (sezione di chiusura)
RunA	Pontebba	174	7	Sì	Fella a Pontebba	Uque a Ugovizza
RunB	Ugovizza	24	13	No	Uque a Ugovizza	Uque a Ugovizza

La struttura spaziale in *HRUs* dei due schemi dipende dall'analisi geomorfologica, come descritto nella sezione 3.2.1.2.

In particolare, a partire dal dato di *DTM*, il modello *GEOframe-NewAge* è in grado di derivare i sottobacini a seguito di una serie di elaborazioni del *DTM* stesso.

La discretizzazione spaziale di *RunA* divide il bacino di Pontebba in 7 *HRUs*; con questa configurazione l'intero sottobacino del torrente Uque risulta essere rappresentato da un'unica *HRU* (Figura 4.24a). L'estensione del sottobacino di Ugovizza è circa il 14% di quello di Pontebba (24 km<sup>2</sup> e 174 km<sup>2</sup>, rispettivamente). In *RunB*, invece, il bacino di Ugovizza è stato discretizzato in 13 *HRUs* (Figura 4.24b), con un'area media dei sottobacini di circa 2 km<sup>2</sup> e una deviazione standard di 1 km<sup>2</sup>.

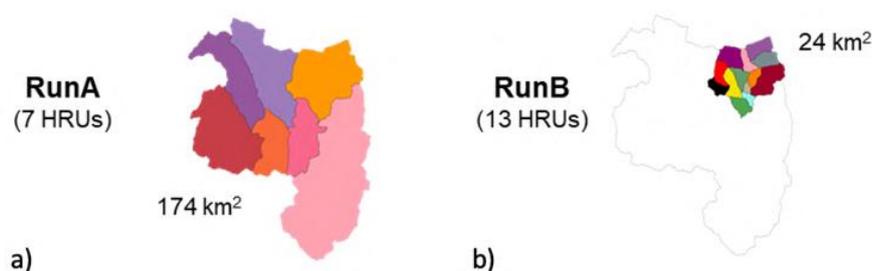


Figura 4.24: Discretizzazione spaziale in *HRUs* del bacino del fiume Fella a Pontebba (a) e il sottobacino del torrente Uque a Ugovizza (b).

Come anticipato nella sezione 4.5, sono stati individuati degli eventi di precipitazione per i quali condurre simulazioni. La Tabella 4.7 mostra i dettagli degli eventi scelti, qui etichettati come *EV* seguiti da un numero sequenziale: i tre eventi *EV01*, *EV02* e *EV03* sono i più estremi, in termini di intensità a passo temporale di 5 minuti, che variano tra ~67 e ~81 mm/ora.

Tutti e tre gli eventi durano almeno due giorni, mentre l'evento che ha registrato il valore più elevato di pioggia totale è l'*EV02*, con circa 170 mm di precipitazione cumulata in quasi tre giorni e l'intensità media più elevata. I valori di pioggia riportati si riferiscono alle precipitazioni registrate dal pluviometro situato a Malborghetto.

Nell'ultima colonna sono riportati i corrispondenti picchi di portata osservati, stimati in base ai livelli dell'acqua registrati dall'idrometro a ultrasuoni. I valori variano da ~24 a ~43 m<sup>3</sup>/s, con il valore più estremo osservato durante l'*EV02*. L'*EV01* è utilizzato per calibrare il modello nel *RunB*, mentre l'*EV02* e l'*EV03* sono utilizzati per validare la stessa configurazione modellistica.

Tabella 4.7: Durata, precipitazione cumulata, intensità massima, media e picco della portata degli eventi selezionati.

ID evento	Data inizio	Data fine	Durata (min)	P <sub>cum</sub> (mm)	i <sub>max</sub> (mm/5min)	i <sub>max</sub> (mm/hr)	i <sub>mean</sub> (mm/hr)	Q <sub>picco</sub> (m <sup>3</sup> /s)
EV01	13-07-2012	16-07-2012	3900	91.60	6.80	81.60	1.41	24.2
EV02	03-09-2009	06-09-2009	4140	170.60	6.20	74.40	2.47	42.8
EV03	11-07-2016	14-07-2016	4680	93.20	5.60	67.20	1.19	26.6
EV04P	21-05-2021	26-05-2021	6960	104.83	0.66	7.87	0.90	37.3
EV04U	21-05-2021	26-05-2021	6960	88.64	0.77	9.19	0.76	6.5

Vale la pena notare che tutti gli eventi intensi selezionati si sono verificati tra l'estate e l'inizio dell'autunno. Infine, l'EV04 è l'evento più recente, verificatosi nel 2021, specificamente selezionato per la calibrazione e la validazione del modello in *RunA*. La scelta è stata dettata dalla necessità di fare riferimento a una scala delle portate affidabile, costruita sulla base di recenti indagini in sito e simulazioni idrauliche effettuate lungo le sezioni fluviali prossime alla sezione di chiusura di Pontebba.

Infatti, come già accennato, l'alveo in questa sezione di chiusura è soggetto a continui processi di erosione e deposizione che probabilmente modificano l'alveo.

Inoltre, l'evento selezionato rientra in una finestra temporale in cui le osservazioni dell'altezza idrometrica erano meno disturbate dal rumore. Infatti, il 2021 è stato caratterizzato da un minor numero di giorni di pioggia rispetto al decennio 2011-2020. Le precipitazioni sono state più abbondanti nei primi mesi dell'anno, ma è stato più secco per quanto riguarda i volumi totali annui (snpambiente.it), con profondità dell'acqua particolarmente basse e quindi più disturbate da massi presenti sul letto del fiume.

Le caratteristiche di EV04 sono riferite sia alla sezione di chiusura di Pontebba (EV04P), utilizzata per la calibrazione, sia a quella di Ugovizza (EV04U), utilizzata per la validazione nella sezione interna. Si può osservare che la precipitazione cumulata registrata è maggiore a Pontebba (circa 104 mm contro 88 mm), ma l'intensità delle precipitazioni è maggiore a Ugovizza (circa 9 mm/ora contro 7.8 mm/ora).

#### 4.7.1 Individuazione delle condizioni iniziali

Per tenere conto delle condizioni iniziali di ciascun evento analizzato, è stato individuato un tempo necessario per definire le condizioni iniziali (*spin-up time*) al termine del quale il modello si autoregola e la risposta idrologica raggiunge lo stato di equilibrio (Lepore et al., 2013). Tale verifica è stata effettuata con riferimento al valore della portata di base. Con l'ipotesi iniziale di terreno saturo, si è ottenuto un tempo orientativo di *spin-up* di circa tre mesi per il bacino del torrente Uque e di circa cinque mesi per il bacino del fiume Fella a Pontebba.

Poiché la simulazione continua deve tenere conto del processo di evapotraspirazione, è stata necessaria una verifica dei risultati. Il modello tiene conto del bilancio della radiazione, sia delle onde corte che delle onde lunghe, calcolato sulla base dei dati di temperatura. L'evapotraspirazione è infine calcolata attraverso il modello *Priestley-Taylor* implementato in *GEOframe-NewAge* (Formetta et al., 2011).

Allo scopo di esempio, in Figura 4.25 si riporta il grafico dell'evapotraspirazione ottenuto per il sottobacino 3 della *RunB*; l'evapotraspirazione cumulata in 8 mesi è risultata essere pari a 306.45 mm.

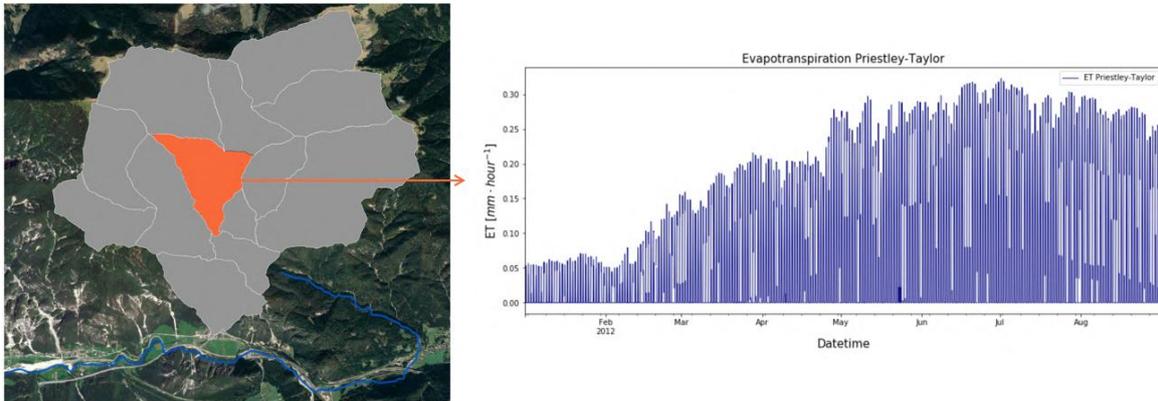


Figura 4.25: Evapotraspirazione calcolata, per il sottobacino 3 della *RunB*, con la formulazione di Priestley-Taylor per l'evento EV01.

Le condizioni iniziali in termini di portata di base sono state verificate con i valori misurati nel settembre 2020 e 2021, mentre i valori mensili di evapotraspirazione potenziale sono stati confrontati con i valori di letteratura per la stessa area (regione.fvg.it); in Figura 4.26 si riporta la mappa che mostra i valori dell'evapotraspirazione annua stimata per la regione FVG.

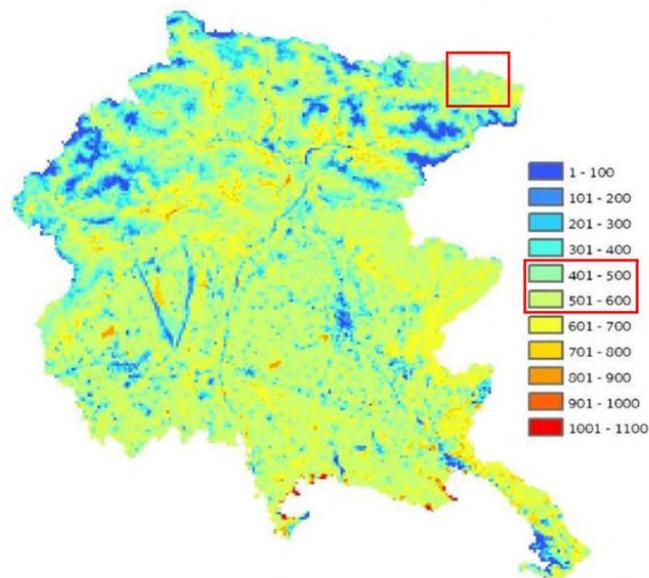


Figura 4.26: Mappa dell'evapotraspirazione annua per la regione FVG, nel quadrato rosso sono evidenziati i range dei valori per l'area del sottobacino del torrente Uque (regione.fvg.it).

## 4.7.2 Interpolazione spaziale

Come già anticipato nel paragrafo 3.2.1.1, il modello idrologico GEOframe-NewAge include delle procedure per l'interpolazione spaziale delle forzanti meteorologiche basate su un approccio geostatistico, come la tecnica del *Kriging* (Bancheri et al., 2018). Per la configurazione *RunA* è stata applicata la tecnica di interpolazione del *Kriging* per le serie di precipitazione registrate dai 9 pluviometri presenti all'interno del bacino del fiume Fella a Pontebba (Figura 4.7). Seguendo le procedure descritte da Bancheri et al. (2018), è stato adattato il miglior modello teorico al semivariogramma sperimentale. I parametri del semivariogramma sono stati ottimizzati usando l'algoritmo di calibrazione *PSO* (*Particle Swarm Optimization*) considerando i valori medi annui. Il *Kriging* Ordinario ha permesso di ricavare i dati di precipitazione e temperatura interpolati spazialmente considerando, per ogni *HRU*, il valore al suo centroide.

Si riporta, in Figura 4.27, il confronto tra il risultato dell'interpolazione spaziale effettuata per la *RunA* (Figura 4.27d), assunta nel centroide del bacino del torrente Uque, con i dati di precipitazione registrati dalle stazioni idrometeorologiche all'interno (o vicino) al bacino stesso (Figura 4.27a-c).

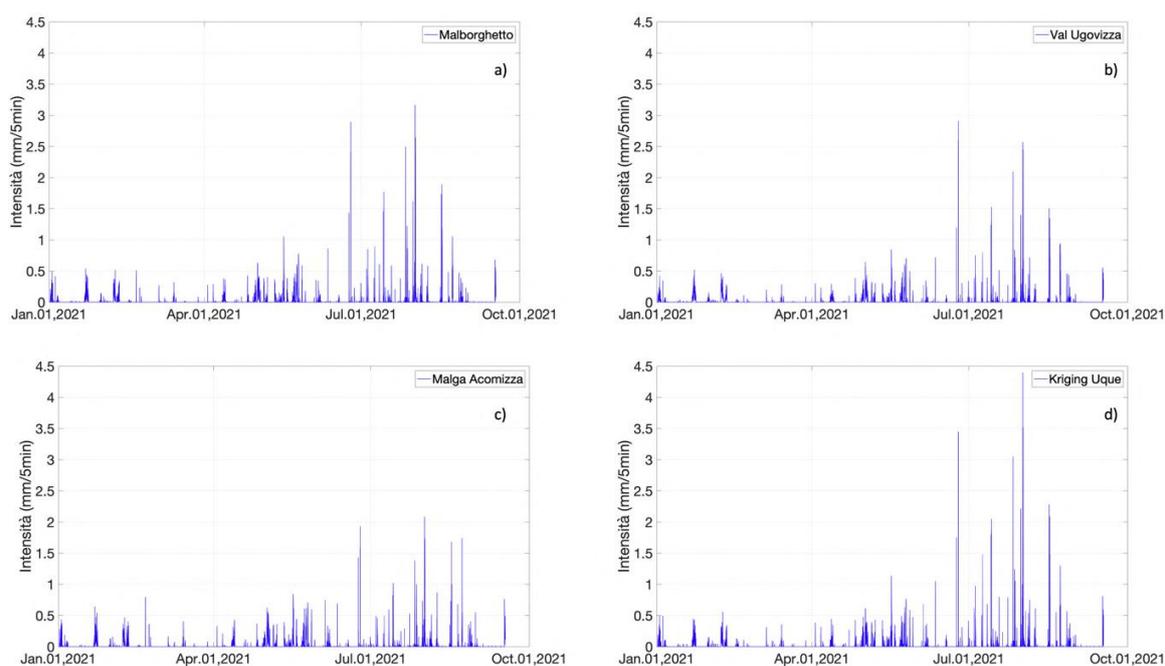


Figura 4.27: Confronto tra i dati di precipitazione registrati dalle stazioni idrometeorologiche di Malborghetto (a), Val Ugovizza (b) e Malga Acomizza (c) con l'interpolazione spaziale effettuata nella *RunA* mediante tecnica del *kriging*.

Nel caso della configurazione *RunB*, invece, è stata applicata una procedura di interpolazione basata sui poligoni di Thiessen in quanto sono presenti solamente tre stazioni idrometeorologiche all'interno (o vicino) al sottobacino del torrente Uque.

Come si può notare dalla Figura 4.28, il risultato dell'interpolazione spaziale è il seguente:

- ai centroidi dei sottobacini 5 e 13 (riportati in rosso) si sono associati i dati di precipitazione e di temperatura registrata dalla stazione di Malborghetto (in figura indicata con il codice C304);
- ai centroidi dei sottobacini 7 e 8 (riportati in verde) si sono associati i dati di precipitazione e di temperatura registrata dalla stazione di Malga Acomizza (in figura indicata con il codice C307);
- ai centroidi dei restanti sottobacini (riportati in azzurro) si sono associati i dati di precipitazione e di temperatura registrata dalla stazione di Val Ugovizza (in figura indicata con il codice C301).

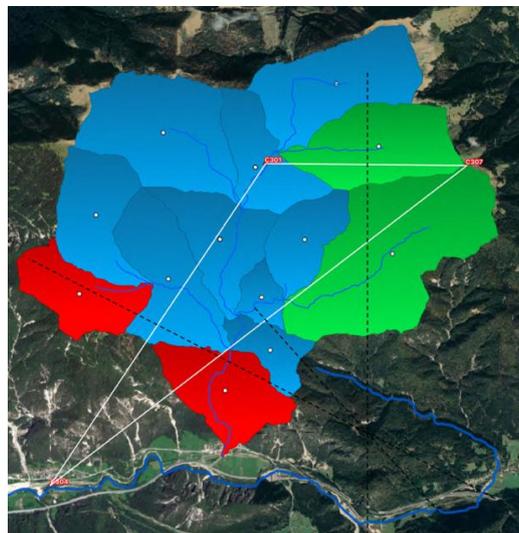


Figura 4.28: Metodo dei Poligoni di Thiessen per l'interpolazione spaziale dei dati meteorologici per la RunB.

Nella parte montana del bacino del fiume Fella le precipitazioni possono far variare significativamente la stima dell'idrogramma (Caracciolo et al., 2014). Per verificare le differenze di precipitazione, la Figura 4.29 mostra il confronto tra le serie pluviometriche dei tre pluviometri situati all'interno o in prossimità del bacino di Ugovizza, le serie ottenute dalla tecnica di interpolazione *Kriging* e le precipitazioni derivanti dall'applicazione dei Poligoni di *Thiessen* sul bacino di Ugovizza, come valori pesati per l'area. Uno zoom sull'evento analizzato è riportato nella Figura 4.29b.

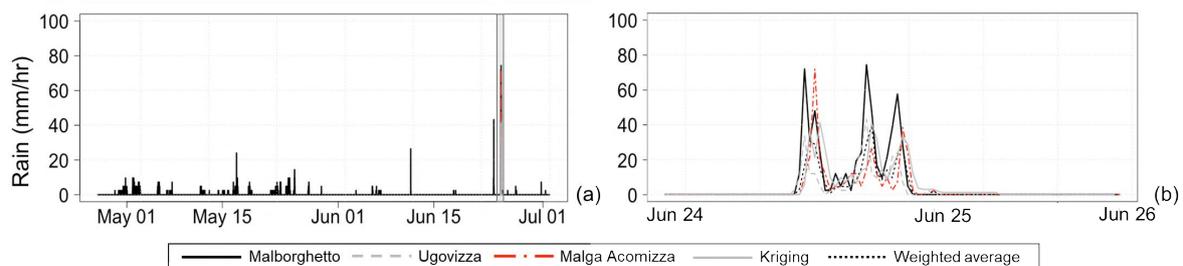


Figura 4.29: Confronto tra le serie di precipitazione registrata dai 3 pluviometri nel (o vicino) sottobacino del torrente Uque, il valore ottenuto con il metodo di interpolazione spaziale del *Kriging* e i valori pesati per l'area delle HRU.

---

Sebbene il *Kriging* restituisca valori vicini a quelli pesati per l'area, si può osservare che la serie utilizzata nelle simulazioni idrologiche sottostima leggermente le precipitazioni osservate dal pluviometro di Malborghetto e Malga Acomizza.

### 4.7.3 Analisi di sensitività dei parametri in GEOframe-NewAge

Prima di procedere con la calibrazione del modello idrologico, è stata effettuata un'analisi di sensitività di tutti i parametri su cui si basa il modello stesso. Si è valutata la risposta del modello idrologico considerando per ciascun valore di ogni parametro il valore massimo, minimo e medio dell'intervallo di calibrazione. In Figura 4.30 si riporta l'analisi di sensitività del parametro relativo alla capacità del *ground-water*,  $S_{GW}$ , a cui il modello risulta essere sensibile.

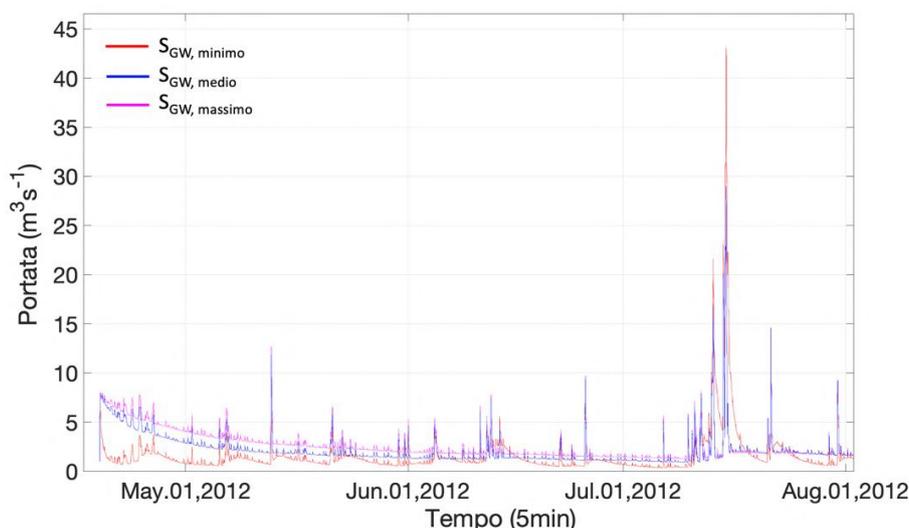


Figura 4.30: Analisi di sensitività del parametro  $S_{GW}$  del modello GEOframe-NewAge.

Al contrario, vi sono dei parametri che non risultano sensibili e che quindi è possibile non considerarli durante la calibrazione del modello come, ad esempio, il parametro  $u_c$  relativo al modello di *Muskingum-Cunge* (Figura 4.31).

I parametri a cui il modello è più sensibile e che, quindi, richiedono una calibrazione sono riportati in rosso nella Tabella 4.8 e corrispondono principalmente ai parametri dei modelli di serbatoio non lineare implementati per la simulazione della zona radicale, del deflusso superficiale, del *ground-water*. Inoltre, anche il *freezing factor* deve essere opportunamente calibrato.

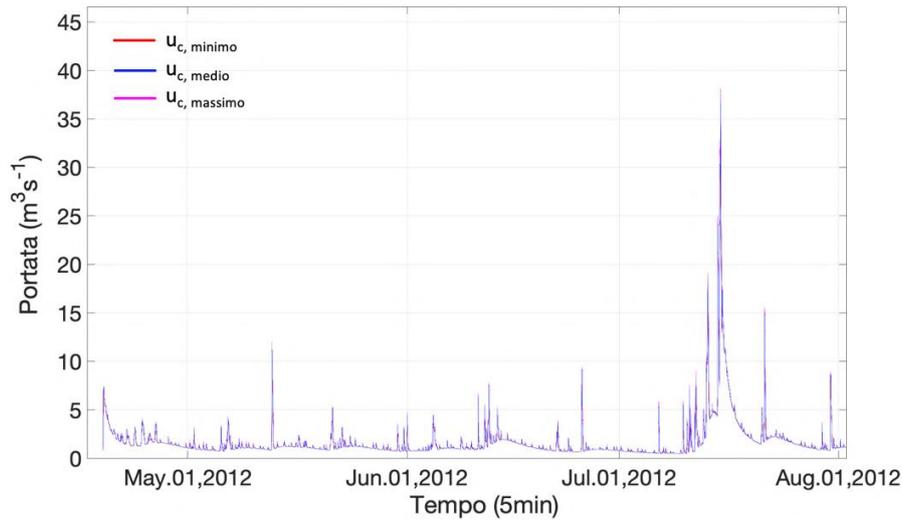


Figura 4.31: Analisi di sensitività del parametro  $u_c$  del modello GEOframe-NewAge.Infine, per il valore minimo e massimo dell'intervallo di calibrazione di ciascun parametro sono stati confrontati in termini di RMSE grazie alla relazione (3.31).

Tabella 4.8: Valori dell'indice RMSE per valutare la sensitività dei parametri su cui si basa GEOframe-NewAge, in rosso i parametri a cui il modello risulta sensibile.

	Parametro	RMSE min	RMSE max		Parametro	RMSE min	RMSE max	
Serbatoio della pioggia e della neve	$\alpha_r$	0.52	1.64	Serbatoio della zona radicale	$b$	0.68	0.39	
	$\alpha_s$	0.25	0.31		$p_{B,soil}$	0.75	0.47	
	$T_m$	0.18	0.28	Serbatoio del deflusso superficiale	$c$	1.14	0.03	
	$\alpha_{m3}$	0.66	0.12		$d$	0.31	0.15	
	$\alpha_f$	2.44	0.04		$S_{R,max}$	0.89	0.34	
	Serbatoio della vegetazione	$\alpha_e$	0.02	0.02	Serbatoio del ground-water	$e$	1.22	0.21
		$\alpha_l$	0.05	0.04		$f$	4.37	0.34
	$kc$	0.05	0.02	$S_{GW,max}$		1.84	0.63	
Serbatoio della zona radicale	$S_{RZ,max}$	0.95	0.52	Modello di Muskingum-Cunge	$x$	0.34	0.52	
	$a$	1.73	0.14		$u_c$	0.29	0.12	

La calibrazione è stata effettuata mediante l'algoritmo *LUCA*, i cui dettagli sono riportati nel paragrafo 3.2.1.10.

## 4.8 Risultati

I risultati riportati qui di seguito sono stati pubblicati in Arnone et al. (2023).

Inoltre, verranno presentati separatamente i risultati riguardanti la simulazione *RunA*, che riguarda la calibrazione nella sezione di Pontebba e la validazione nella sezione di Ugovizza, dalla simulazione *RunB*, che riguarda la calibrazione e la validazione nella sezione di Ugovizza.

Le prestazioni del modello idrologico sono state analizzate sia per simulazioni in continuo che a scala di evento.

### 4.8.1 RunA

La Figura 4.32a mostra il confronto fra la portata osservata e simulata dal modello *GEOframe-NewAge* a Pontebba per il periodo maggio-giugno 2021. Come menzionato nel paragrafo precedente, il periodo scelto per la calibrazione a Pontebba ha interessato l'anno in cui sono state effettuate le misure in sito. Questo ha limitato la scelta degli eventi di precipitazione e la selezione della finestra temporale dei due mesi è ricaduta in quella in cui il rumore nelle registrazioni da parte dell'idrometro era meno presente. Nel periodo analizzato, si è registrato un picco di pioggia di circa 30 mm/hr e, considerando le simulazioni continue, si può notare come il modello riproduca bene la portata osservata ottenendo un valore dell'indice *NSE* pari a 0.74. Per quanto riguarda la simulazione a scala di evento, il picco della portata è leggermente sottostimato e i valori misurati e simulati sono pari a 37 m<sup>3</sup>/s e 31 m<sup>3</sup>/s, rispettivamente (Figura 4.32b); il resto dell'idrogramma di piena, invece, è sovrastimato. In questo caso, l'*NSE* ottenuto risulta pari a 0.80 indicando così un aumento delle prestazioni del modello a scala di evento, che è di interesse nel caso della valutazione dell'innescò di un *debris-flow*.

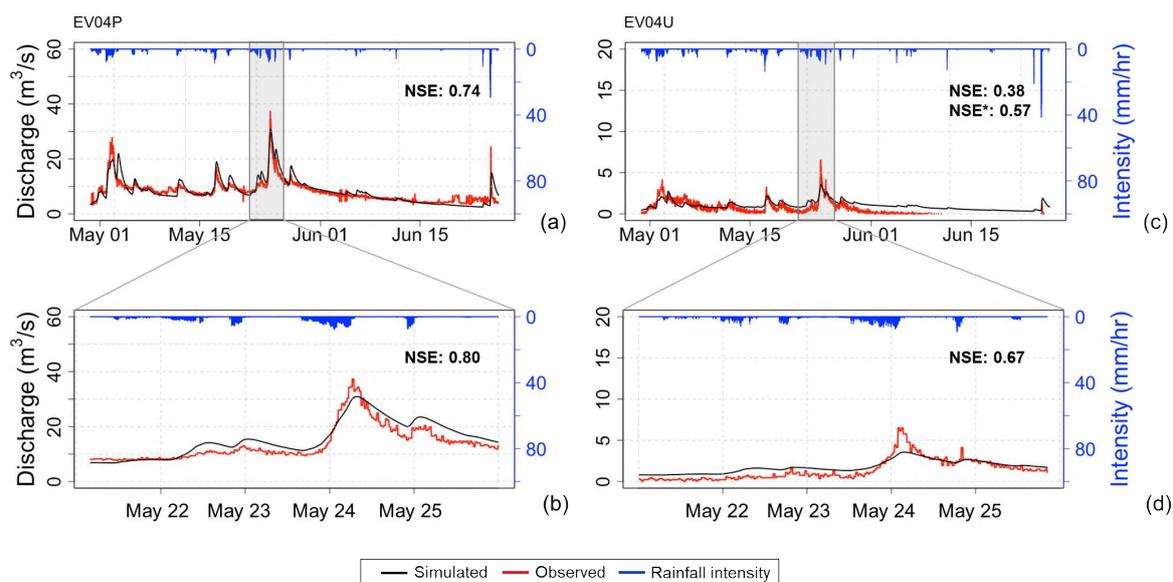


Figura 4.32: Confronto fra la portata osservata e simulata dal modello *GEOframe-NewAge* calibrato con i dati di Pontebba (EV04P) per il fiume Fella (a,b) e validato con i dati di Ugovizza (EV04U) del sottobacino dell'Uque (c,d). Vengono riportate le simulazioni continue (a,c) e a scala di evento (b,d).

La portata simulata ottenuta alla sezione di chiusura del sottobacino interno del torrente Uque è riportata in Figura 4.32c nel caso della simulazione continua e in Figura 4.32d nel caso della simulazione a scala di evento. In questo caso, il picco della portata osservata è pari a  $7 \text{ m}^3/\text{s}$ , circa  $\frac{1}{4}$  del valore osservato a Pontebba che ha un'area sette volte più grande del sottobacino di Ugovizza. Il valore dell'indice NSE è pari a 0.38 per tutti e due i mesi di simulazione; questo valore così basso è dovuto principalmente agli errori nei dati osservati di giugno. Eliminando la coda dell'idrogramma e ricalcolando l'indice, si ottiene un valore di  $NSE^*$  pari a 0.57, un valore soddisfacente secondo la letteratura (Moriassi et al., 2015).

Inoltre, possibili rilasci ciclici di acqua potrebbero essersi verificati tra il 24 e il 25 maggio (Figura 4.32b) a causa della presenza di una piccola centrale idroelettrica installata nell'area tra l'abitato di Malborghetto e S. Lepoldo (Alessandrini e Frosio, 2007), che si trova a valle di Ugovizza ma a monte di Pontebba. In ogni caso, i rilasci di portata non sono regolari e possono dipendere da lavori di manutenzione o adattamento alla produzione di energia. Questi incrementi minimi di portata non influenzano in modo significativo la riproduzione delle portate di picco, che sono l'obiettivo del presente lavoro.

Il picco quasi costante della portata osservata dopo il 25 maggio (Figura 4.32b) potrebbe anche essere giustificato da un rilascio della centrale idroelettrica che non può essere colto dal modello.

Per quanto riguarda il singolo evento pluviometrico selezionato (Figura 4.32d) si può osservare un comportamento simile nel riprodurre la portata restituita per la sezione di chiusura di Pontebba, cioè una sottostima del picco e valori maggiori altrove. Il valore dell'indice  $NSE$  aumenta fino a un valore di 0.67, che è un buon valore tenendo conto del fatto che la calibrazione del modello concettuale è stata condotta per un bacino con un'area molto più grande e quindi le dinamiche nella risposta idrologica sono significativamente diverse.

Come riportato nella sezione 4.7, la minore intensità delle precipitazioni porta quindi a una sottostima della portata simulata. Inoltre, è opportuno sottolineare che l'evento analizzato non è particolarmente intenso, sia in termini di precipitazioni che di risposta della portata; quindi, è più sensibile agli errori di riproduzione dei picchi.

Infatti, come già accennato, la scelta è stata limitata da tre aspetti:

- si è reso necessario considerare l'anno 2021 in quanto sono state effettuate delle indagini in sito e, essendo un alveo naturale, è possibile che negli anni il letto del fiume abbia subito delle modifiche;
- il 2021 non è stato particolarmente estremo in termini di precipitazioni, con valori totali inferiori a quelli attesi per il 2021 (snpambiente.it);
- i dati dell'altezza idrometrica registrati dall'idrometro sono risultati affetti da molto rumore in altre finestre temporali.

Inoltre, la discretizzazione spaziale geomorfologica non è particolarmente dettagliata, a causa della necessità di rappresentare il sottobacino del torrente Uque come un'unica HRU.

---

Nonostante tutte queste considerazioni, a scala di evento il modello è in grado di riprodurre bene la portata osservata in una sezione a monte rispetto a quella di calibrazione. Abbiamo anche tenuto conto del fatto che è stato difficile riprodurre una serie affidabile di portate osservate alla sezione di chiusura di Pontebba, aumentando così le incertezze nella valutazione delle prestazioni reali del modello. I risultati di corrispondenza ottenuti a Ugovizza rappresentano indirettamente una conferma della scala delle portate stimata mediante le simulazioni idrauliche.

## 4.8.2 RunB

Come già evidenziato in precedenza, sia dal punto di vista geometrico che idraulico, l'alveo del torrente Uque in prossimità della sezione di chiusura è significativamente più regolare rispetto alla sezione di Pontebba. Questo ha permesso di effettuare una modellazione idrologica più rigorosa del bacino (*RunB*). Come si può notare dalla Figura 4.11b, la sezione non presenta segni di processi di erosione o deposito, denotando una geometria più o meno costante.

A differenza del caso precedente, è stato possibile calibrare e validare il modello idrologico considerando eventi estremi che si sono verificati nel passato e utilizzando così la stessa scala delle portate stimata e riportata in Figura 4.17.

L'evento scelto per la calibrazione è l'*EV01*, caratterizzato dalla massima intensità di pioggia a 5 minuti e la portata osservata e simulata da *GEOframe-NewAge* sono riportate per la simulazione continua (Figura 4.33°) e a scala di evento (Figura 4.33b). In entrambi i casi il modello riproduce molto bene le osservazioni, sia in termini di picchi che di portata di base, con un valore di *NSE* quasi pari a 0.9 per la simulazione continua.

A scala di evento, il valore dell'indice *NSE* diminuisce a 0.81, principalmente a causa della leggera sottostima dei due picchi di portata indotti dai due principali eventi di pioggia intensa che caratterizzano l'evento.

I risultati della validazione del modello sono riportati nella Figura 4.33 da c ad f, rispettivamente per gli eventi *EV02* e *EV03*.

L'evento *EV02* (Figura 4.33c, d) è caratterizzato da precipitazioni abbondanti e intense e, in questo caso, l'analisi a scala di evento restituisce una performance migliore in termini di *NSE* (0.87 contro 0.84); il picco della portata di circa 43 m<sup>3</sup>/s è catturato molto bene, con un valore simulato di 42 m<sup>3</sup>/s.

Inoltre, i risultati della validazione dell'evento *EV03* (Figura 4.33e) mostrano risultati soddisfacenti, soprattutto quando si considera il singolo evento (Figura 4.33f), con un *NSE* che passa da 0.74 per la simulazione continua a 0.95 per la simulazione a scala di evento. Risultati così alti possono essere attribuiti alla somiglianza delle caratteristiche dell'evento pluviometrico considerato per la calibrazione (*EV01*). Infatti, come evidenziato nella Tabella 4.7, gli eventi sono simili in termini di durata, volume, intensità massima e intensità media.

I valori dei parametri calibrati sia per la *RunA* sia per la *RunB* sono riportati in Tabella 4.9 e, confrontando le due configurazioni delle simulazioni, nella *RunA* il valore della capacità massima del serbatoio della zona radicale e del ground-water è significativamente più elevato rispetto ai valori nella *RunB* in quanto l'area dei sottobacini è maggiore rispetto a quelli in quest'ultima configurazione.

Il valore della capacità massima del serbatoio del deflusso superficiale è invece più alto nella *RunB*, per riprodurre meglio la risposta idrologica più rapida.

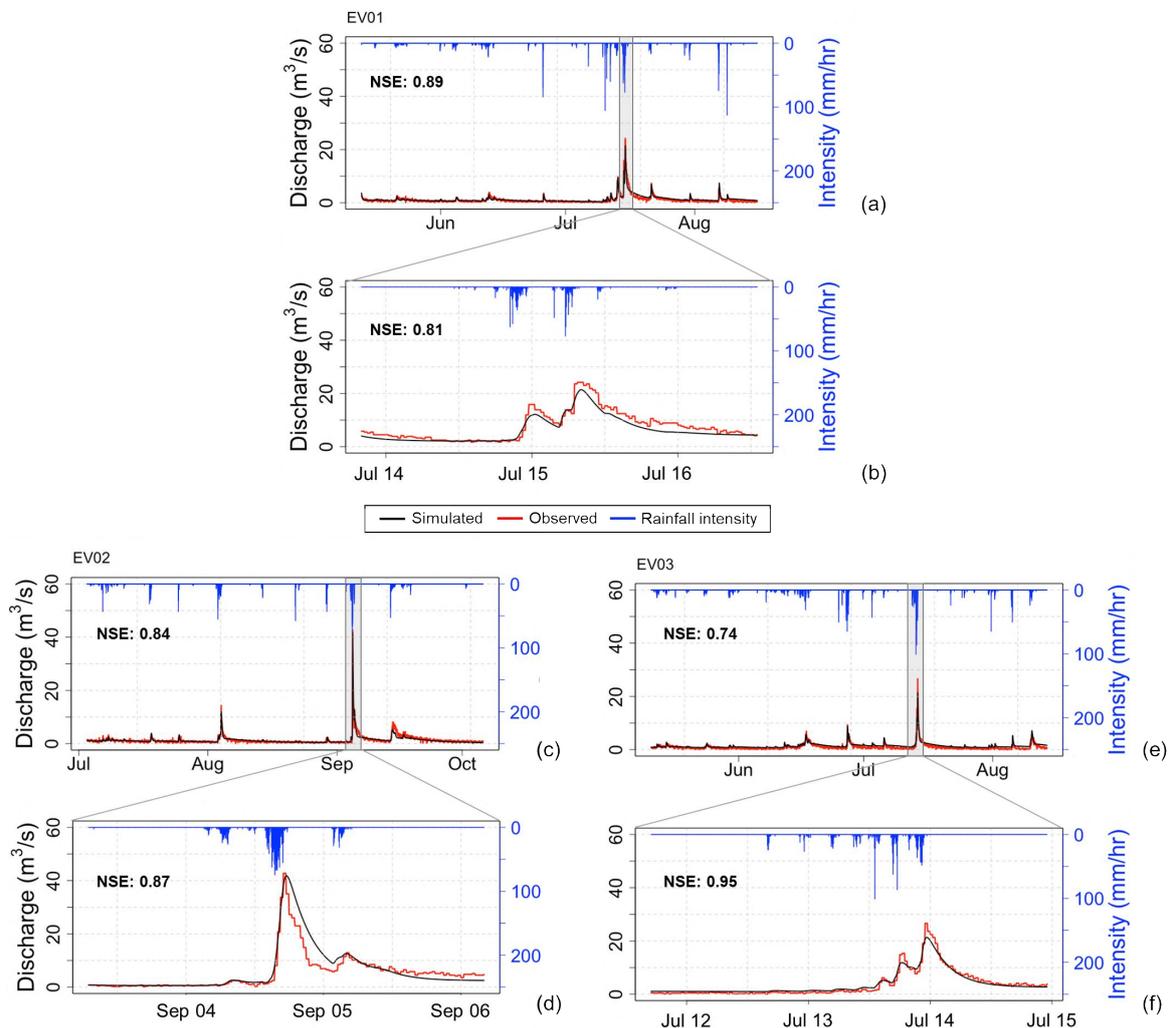


Figura 4.33: Confronto fra la portata osservata e simulata dal modello GEOframe-NewAge calibrato con i dati di Ugovizza: calibrazione con EV01 a simulazione continua (a) e a scala di evento (b), validazione con EV02 a simulazione continua (c) e a scala di evento (d) e con EV03 a simulazione continua (e) e a scala di evento (f).

La Figura 4.34 riassume le prestazioni complessive di tutte le configurazioni (*RunA* e *RunB*), in termini di NSE nella validazione rispetto al corrispondente valore nella calibrazione, valutato a scala di evento e continua.

Tutti i valori, tranne uno, rientrano nell'area giallo/verde, che delimita i valori di prestazioni del modello secondo la classificazione proposta da Moriasi et al. (2015):

- prestazioni soddisfacenti (0.50÷0.65: giallo);
- prestazioni buone (0.65÷0.75: verde chiaro);
- prestazioni molto buone (0.75÷1,00: verde scuro).

Tabella 4.9: Valori dei parametri calibrati per le due configurazioni (RunA e RunB).

Parametro	Unità di misura	RunA	RunB
$\alpha_f$	mm/°C/h	1.0e-3	2.4e-3
$S_{RZ,max}$	m <sup>3</sup>	300.0	57.0
$a$	1/h	0.1	0.3
$b$	-	3.0	3.0
$S_{R,max}$	m <sup>3</sup>	15.0	20.4
$c$	h/m	0.07	0.4
$d$	-	1.0	1.0
$S_{GW,max}$	m <sup>3</sup>	450.0	275.3
$e$	m <sup>3</sup> /s	6.5	0.4
$f$	-	3.0	3.0
$x$	-	0.08	0.2
$kc$	s	1.9	1.3

In particolare, in due casi, i risultati della validazione migliorano quelli ottenuti nella fase di calibrazione, restituendo un *NSE* più elevato (Ugovizza-Ugovizza a scala di evento, simboli del triangolo). In altri due casi, ovvero Ugovizza-Ugovizza con simulazioni continue, le performance diminuiscono leggermente rispetto alla calibrazione (simbolo del cerchio), con un *NSE* inferiore. Come già evidenziato in precedenza, il modello calibrato con i dati di Pontebba e validato a Ugovizza ha fornito un valore di *NSE* insufficiente, se si fa riferimento alla simulazione continua (simbolo del quadrato pieno). I valori salgono all'area gialla soddisfacente (simbolo del quadrato vuoto) se si omette la coda dell'idrogramma, come spiegato in precedenza. Mentre, a scala di evento, la stessa simulazione mostra una buona predicibilità del modello (simbolo del rombo).

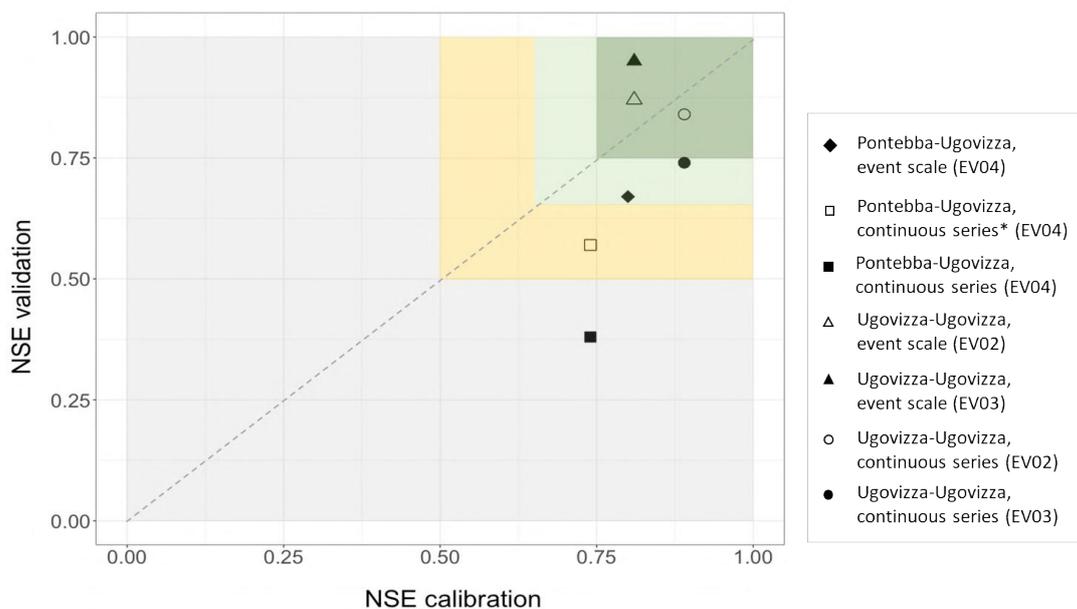


Figura 4.34: Valori dell'indice NSE ottenuti nelle due configurazioni delle simulazioni (RunA e RunB) confrontando le due calibrazioni con le validazioni, per entrambe le simulazioni continue e a scala di evento. I colori delimitano la classificazione delle prestazioni dei modelli secondo la classificazione proposta da Moriasi et al. (2015) (Arnone et al., 2023).

Per i casi a scala di evento e per entrambe le configurazioni *RunA* e *RunB*, la Tabella 4.10 riporta anche le prestazioni del modello in termini di *Root Mean Square Error* (*RMSE*) e *Percent Bias* (*PBIAS*). Secondo tutte le metriche, l'*EV03* è l'evento con le migliori prestazioni (in Tabella 4.10 sottolineato). Mentre l'*EV04U* denota l'*NSE* più basso ma con un *RMSE* ridotto, a causa dei bassi valori delle portate coinvolte.

Tabella 4.10: Valori dell'indice *NSE*, *RMSE*, *PBIAS* per i cinque eventi selezionati.

ID evento	NSE (-)	RMSE (m <sup>3</sup> /s)	PBIAS (%)
EV01	0.81	3.08	12.53
EV02	0.87	2.02	-18.16
EV03	<u>0.95</u>	<u>1.11</u>	<u>4.23</u>
EV04P	0.80	2.86	12.67
EV04U	0.67	0.75	25.52

Il modello *GEOframe-NewAge* permette di ricavare l'idrogramma di piena in una qualsiasi sezione di chiusura di ogni sottobacino (*HRU*). Questo permetterebbe di implementare facilmente la modellazione idrologica all'interno di un quadro idromorfodinamico per valutare l'innescò e la propagazione delle colate (Zoratti et al., 2022), che richiede l'idrogramma di piena come input. Come esempio di ciò che si può ottenere, la Figura 4.35 fornisce i tredici idrogrammi delle tredici *HRUs* che costituiscono il bacino del torrente Uque per la *RunB*. In particolare, vengono mostrati i risultati per l'evento *EV01*, con il confronto con la portata osservata alla sezione di chiusura di Ugovizza.

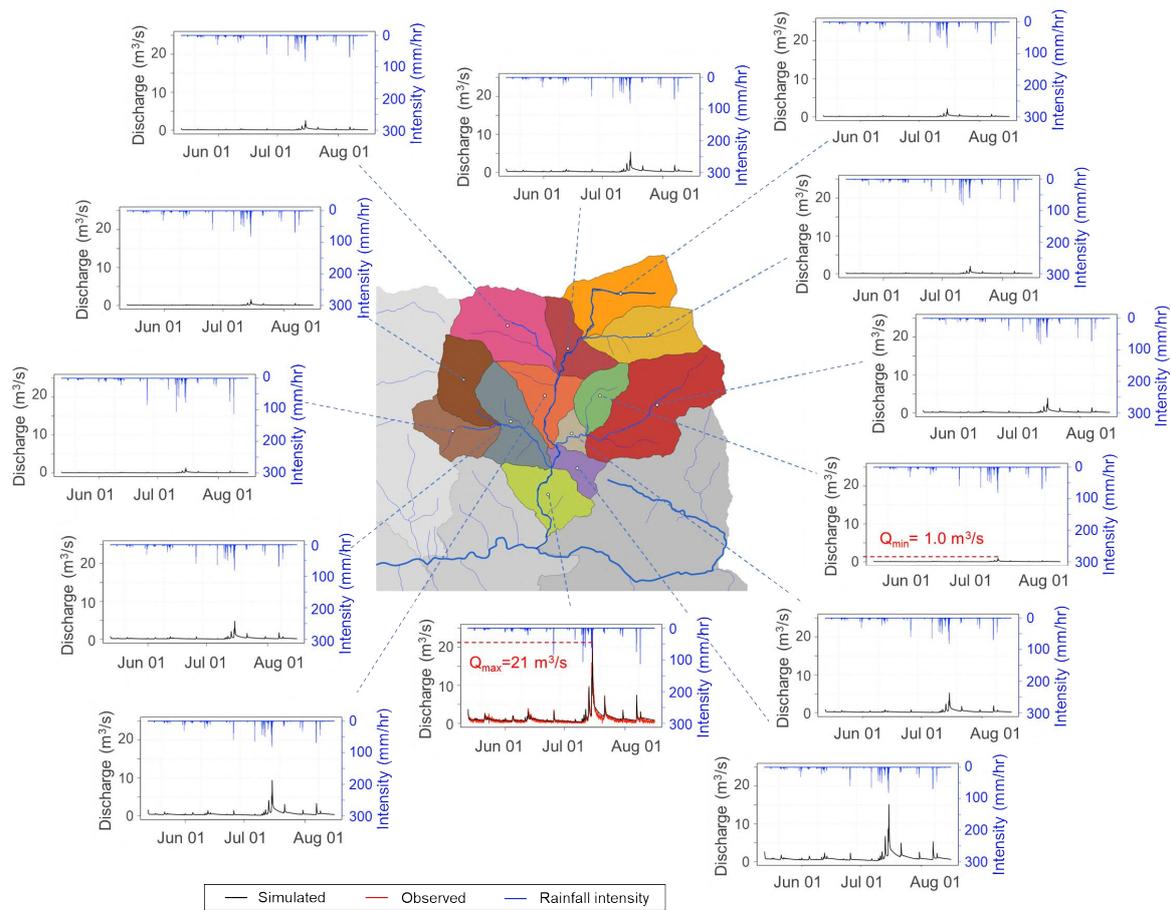


Figura 4.35: Idrogrammi di piena per ogni HRU del bacino del torrente Uque (RunB) ottenuti per l'evento EV01; alla sezione di Ugovizza viene riportata anche la portata osservata. Il valore più alto e più basso della portata simulata è stato evidenziato in rosso (Arnone et al., 2023).

# Capitolo 5

## Caso studio: modellazione idrodinamica e idrogramma solido-liquido

### 5.1 Introduzione

Come descritto nel paragrafo 3.4, in questo lavoro di tesi è stato adottato il modello in-house *DAM\_DEBRIS* che deriva dal modello idrodinamico *DAM\_HYD* (Bosa et al., 2016; Feltrin, 2002; Flumignan, 2002). *DAM\_DEBRIS* è stato adattato per renderlo appropriato alle analisi delle colate detritiche e, in questo capitolo, vengono presentate le analisi eseguite ai fini della verifica dei tre modelli reologici implementati nel modello. Tale verifica si è basata sulla ripetizione dei due test di laboratorio proposti da Chang et al. (2021). Infine, la seconda parte del capitolo introduce le analisi preliminari necessarie per l'applicazione idrodinamica al caso studio reale esaminato ma che tuttavia è ancora in fase di elaborazione. In particolare, si descrivono la determinazione della portata critica di innesco della colata, con riferimento alla relazione proposta da Gregoretti e Dalla Fontana (2008), e la determinazione dell'intero idrogramma solido-liquido secondo l'approccio proposto da D'Agostino e Marchi (2003).

#### 5.1.1 Descrizione dei test di laboratorio

Chang et al. (2021) hanno effettuato due test di laboratorio per studiare la propagazione di una colata lungo un canale inclinato, il suo arresto su un piano

orizzontale e per analizzare le prestazioni di una banchina orizzontale inserita lungo il canale come misura di mitigazione del fenomeno (Figura 5.1). In questa tesi i due test proposti dagli autori sono stati riprodotti numericamente per la calibrazione delle routines reologiche implementate in *DAM\_DEBRIS*.

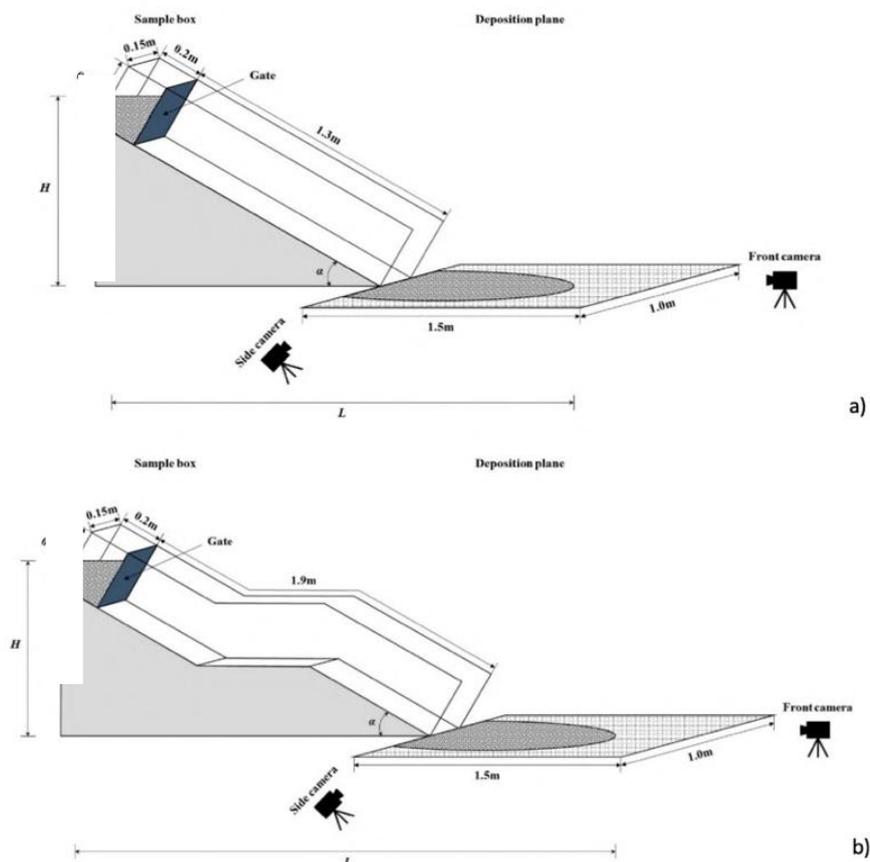


Figura 5.1: Configurazioni dei test riprodotti per le simulazioni idrodinamiche (Chang et al., 2021); un unico piano inclinato (a) e con due piani inclinati separati da una banchina (b).

L'apparato di entrambi i test di laboratorio consiste in un canale inclinato d'acciaio avente sezione  $15 \times 30 \text{ cm}^2$  che termina con un piano orizzontale largo 1.0 m e lungo 1.5 m, dove la colata si arresta. Nella prima parte del canale, a 20 cm dal suo inizio, è posizionata una paratoia che permette di accumulare a monte la miscela del materiale. In entrambi i test viene usato un volume di materiale pari a  $4500 \text{ cm}^3$ . I due test si differenziano per la geometria del canale. Nel primo caso (indicato nel seguito come *TestA* e riportato in Figura 5.1a) il canale, lungo 1.3 m, ha un'unica pendenza  $\alpha$ ; nel secondo caso (indicato nel seguito come *TestB* e riportato in Figura 5.1b) il canale, lungo 1.9 m, è suddiviso in tre tratti, di cui il primo e il terzo hanno la stessa pendenza  $\alpha$ , mentre il secondo è orizzontale. La banchina orizzontale che si interpone tra i due tratti inclinati ha una lunghezza pari a 0.6 m. Nell'esecuzione di entrambi i test, la paratoia che trattiene il materiale viene rapidamente rimossa, il materiale defluisce lungo il canale, raggiunge il piano orizzontale posto al termine del canale dove si arresta. Questo piano è anche dotato di una griglia avente maglie di  $0.05 \times 0.05 \text{ m}$  per agevolare le misurazioni.

Gli autori si sono serviti di due telecamere, una frontale per poter stimare la velocità media assunta dal fronte della colata ed una laterale per poter stimare l'altezza massima raggiunta  $h$  dal *debris-flow* in un punto convenzionalmente posto a 0.1 m a monte della fine del canale inclinato. In

Tabella 5.1 si riportano i risultati ottenuti da Chang et al. (2021), in termini di velocità media della colata  $v$ , altezza massima  $h$ , lunghezza massima e larghezza del deposito ( $L$  e  $b$  rispettivamente) per entrambe le configurazioni, al variare della pendenza  $\alpha$ .

Tabella 5.1: Risultati ottenuti nei test di laboratorio effettuati da Chang et al. (2021).

	TestA			TestB		
	$\alpha = 25^\circ$	$\alpha = 20^\circ$	$\alpha = 15^\circ$	$\alpha = 25^\circ$	$\alpha = 20^\circ$	$\alpha = 15^\circ$
$v$ (m/s)	2.181	1.912	1.697	1.967	1.678	1.435
$h$ (m)	0.0094	0.0102	0.0104	0.0080	0.0054	0.0030
$L$ (m)	2.429	2.417	2.339	2.647	2.617	2.602
$b$ (m)	0.30	-	-	0.20	-	-

Le prove sono state ripetute per cinque diversi tipi di miscela, aventi concentrazioni volumetriche dei sedimenti variabili fra 0.40 e 0.60 e densità variabile tra 1578 kg/m<sup>3</sup> e 1867 kg/m<sup>3</sup>. Le misure riportate in

Tabella 5.1 fanno riferimento ad una miscela caratterizzata da concentrazione pari a 0.50 e densità pari a 1722 kg/m<sup>3</sup>.

### 5.1.2 Scelta dei parametri

Nel modello *DAM\_DEBRIS* sono stati implementati tre modelli reologici che necessitano dell'assegnazione di alcuni parametri.

Come già menzionato nel paragrafo 3.4, le equazioni che descrivono il modello reologico di *Herschel-Bulkley* sono:

$$\tau_{fx} = \left( \tau_0 + \tau_0 \cdot 1.93 H_b^{-0.9} \frac{U}{\sqrt{U^2 + V^2}} \right) \cos\theta \quad (5.1)$$

$$\tau_{fy} = \left( \tau_0 + \tau_0 \cdot 1.93 H_b^{-0.9} \frac{V}{\sqrt{U^2 + V^2}} \right) \cos\theta \quad (5.2)$$

dove  $H_b = \frac{\tau_0}{\mu} \left( \frac{(h \cos\theta)^2}{\sqrt{(Uh)^2 + (Vh)^2}} \right)^n$

I parametri da assegnare sono quindi la tensione di soglia  $\tau_0$  ed il parametro legato alla viscosità  $\mu$ , avendo assunto come indice di pseudoplasticità  $n = 1/3$  (Laigle e Coussot, 1997).

Coussot et al. (1998), per via sperimentale, hanno evidenziato che il rapporto fra questi due parametri si può ritenere approssimativamente costante e in particolare:

$$\frac{\mu}{\tau_0} = 0.3 s^{1/3} \quad (5.3)$$

Seguendo Coussot, quindi, l'unico parametro da determinare risulta essere  $\tau_0$ .

Le equazioni che costituiscono il modello reologico di Voellmy (1955) sono:

$$\tau_{fx} = \left( \gamma h \cos \theta \tan \varphi + \frac{\gamma n^2 U h \sqrt{(U h)^2 + (V h)^2}}{(h \cos \theta)^{7/3}} \right) \cos \theta \quad (5.4)$$

$$\tau_{fy} = \left( \gamma h \cos \theta \tan \varphi + \frac{\gamma n^2 V h \sqrt{(U h)^2 + (V h)^2}}{(h \cos \theta)^{7/3}} \right) \cos \theta \quad (5.5)$$

In questo caso è necessario assegnare sia il coefficiente di pseudo-Manning  $n$ , sia il coefficiente di attrito  $\tan \varphi$ .

Si è scelto di assegnare il coefficiente  $n$  in base alla scabrezza del materiale che costituisce il fondo e di calibrare il solo parametro  $\varphi$ .

Infine, il modello reologico quadratico di O'Brien e Julien (1988), descritto nelle equazioni:

$$\tau_{fx} = \tau_0 + \gamma h \cos \theta \left( \frac{K \mu}{8 \gamma} \frac{U h}{(h \cos \theta)^3} + \frac{n^2 U h \sqrt{(U h)^2 + (V h)^2}}{(h \cos \theta)^{10/3}} \right) \quad (5.6)$$

$$\tau_{fy} = \tau_0 + \gamma h \cos \theta \left( \frac{K \mu}{8 \gamma} \frac{V h}{(h \cos \theta)^3} + \frac{n^2 V h \sqrt{(U h)^2 + (V h)^2}}{(h \cos \theta)^{10/3}} \right) \quad (5.7)$$

necessita dell'assegnazione della tensione di soglia  $\tau_0$ , del parametro adimensionale di resistenza del flusso laminare  $K$ , del parametro relativo alle caratteristiche viscosive della miscela  $\mu$  e del coefficiente di pseudo-Manning  $n$ . Quest'ultimo, oltre alla fase fluida, tiene conto anche della fase solida.

In questa tesi, il valore assunto da  $K$  è 24, che corrisponde al valore proposto anche da O'Brien (2007) nel caso di canali rettangolari larghi e lisci.

Per  $\tau_0$  si è deciso di assumere lo stesso valore ricavato dalla calibrazione del modello di *Herschel-Bulkley*, trattandosi sempre di una tensione di soglia. Come per il modello reologico di *Voellmy*, il coefficiente di pseudo-Manning  $n$  verrà scelto in base alla scabrezza del fondo. Anche in questo caso, quindi, la calibrazione riguarderà solamente il parametro relativo alla viscosità,  $\mu$ .

Per la scelta di  $n$ , O'Brien (2007) ha proposto una relazione che lega l'indice di pseudo-Manning al coefficiente di Manning:

$$n = (0.0538 e^{6.0896 c}) n_{Manning} \quad (5.8)$$

dove  $n_{Manning}$  è il coefficiente di Manning.

La (5.8) si basa su un lavoro di Julien e O'Brien (O'Brien, 2007) che mette in relazione la resistenza dispersiva e turbolenta in flussi iperconcentrati in funzione del rapporto tra la profondità del flusso e la dimensione del sedimento.

Il canale utilizzato da Chang et al. (2021) per i due test è d'acciaio; considerando quindi un coefficiente di Manning pari a  $0.012 \text{ s m}^{-1/3}$  (Chow, 1959) e assumendo una concentrazione dei sedimenti pari a 0.50, la (5.8) restituisce un valore di  $n$  pari a  $0.020 \text{ s m}^{-1/3}$ . Questo sarà il valore del coefficiente di pseudo-Manning utilizzato nelle successive simulazioni.

## 5.2 Calibrazione di DAM\_DEBRIS

I test di laboratorio proposti da Chang et al. (2021) e descritti nel paragrafo precedente sono stati riprodotti col modello idrodinamico *DAM\_DEBRIS* al fine di testare i modelli reologici implementati. Per entrambe le configurazioni (*TestA* e *TestB*) sono stati esaminati solo i test in cui la pendenza  $\alpha$  del canale era compresa fra i  $15^\circ$  e i  $25^\circ$  ( $15^\circ$ ,  $20^\circ$  e  $25^\circ$ ) in quanto, come riportato nel paragrafo 2.1, le pendenze inferiori a  $15^\circ$  vengono generalmente già considerate come zone di arresto (VanDine, 1996). Inoltre,  $20^\circ$  e  $25^\circ$  corrispondono alle pendenze tipiche della zona di trasporto e d'innescò (VanDine, 1996) di un *debris-flow*.

Si è scelto di simulare la colata della miscela avente concentrazione volumetrica dei sedimenti pari a 0.50 e densità pari a  $1722 \text{ kg/m}^3$ .

I parametri caratteristici dei tre modelli reologici sono stati calibrati facendo riferimento alla configurazione del *TestA* ed in seguito validati facendo riferimento al *TestB*.

In Tabella 5.2 vengono riportate le caratteristiche delle due configurazioni che sono state considerate per le simulazioni idrodinamiche.

Tabella 5.2: Caratteristiche del *TestA* e *TestB*.

Configurazione		$\alpha$ ( $^\circ$ )			$\rho_m$ (kg/m <sup>3</sup> )	c
<i>TestA</i>	Calibrazione	15	20	25	1722	0.5
<i>TestB</i>	Validazione					

Come anticipato precedentemente, si sono effettuate delle simulazioni idrodinamiche per calibrare i tre modelli reologici implementati in *DAM\_DEBRIS*.

La condizione iniziale prevista per il *TestA* consiste in un accumulo di volume materiale, pari a  $4500 \text{ cm}^3$ , nei primi 20 cm di canale per tutte e tre le pendenze esaminate, così come illustrato in Figura 5.2.

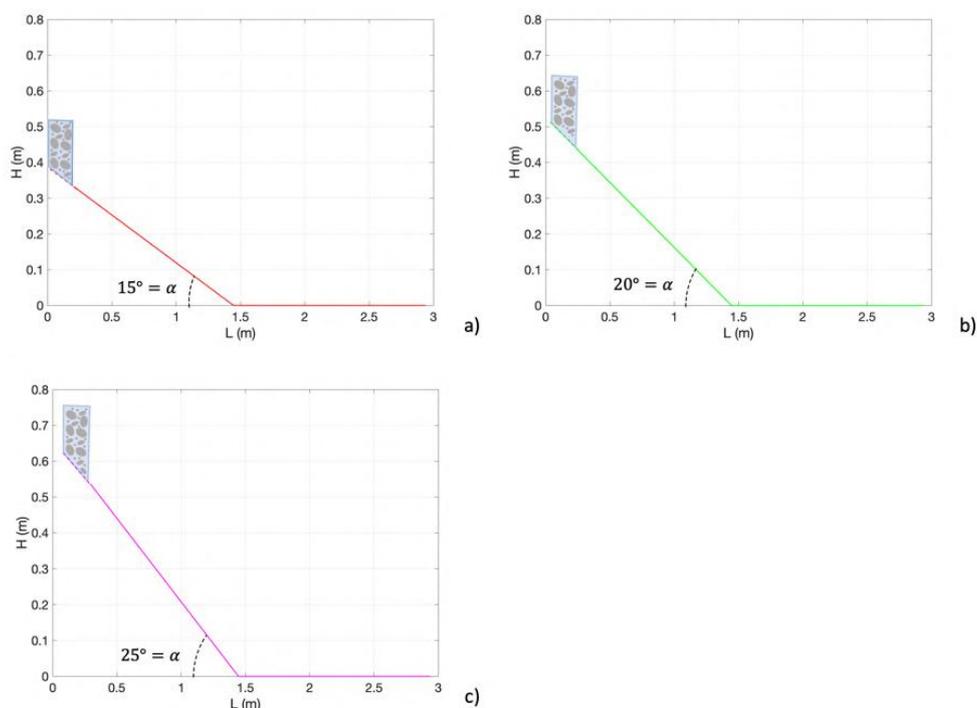


Figura 5.2: Configurazione del *TestA*, con  $\alpha = 15^\circ$  (a),  $20^\circ$  (b) e  $25^\circ$  (c).

## 5.2.1 Risultati

Per ciascun modello reologico, le simulazioni sono state ripetute facendo variare il parametro oggetto di calibrazione e i risultati numerici sono stati confrontati con quelli ottenuti da Chang et al. (2021), cercando di evidenziare quali valori dei parametri riprodussero al meglio i risultati sperimentali in termini di lunghezza e larghezza del deposito. La larghezza del deposito è stata confrontata solamente con i risultati della configurazione con un'inclinazione del canale di  $25^\circ$  in quanto gli autori non hanno fornito questo valore per le altre pendenze.

### 5.2.1.1 Modello reologico di Herschel-Bulkley

Il parametro da calibrare nel modello reologico di *Herschel-Bulkley* è la tensione di soglia  $\tau_0$ . Questo parametro è stato fatto variare da un valore minimo di 20 Pa ad un valore massimo di 50 Pa. I risultati ottenuti per alcuni valori della tensione di soglia in termini di larghezza e lunghezza del deposito ( $b$  ed  $L$  rispettivamente) nella configurazione avente una pendenza di  $25^\circ$  sono riportati in Tabella 5.3 dove sono confrontati con i relativi risultati sperimentali.

Tabella 5.3: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di  $\tau_0$  in termini di larghezza,  $b$ , e lunghezza,  $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di  $25^\circ$  e la reologia di Herschel-Bulkley. In rosso si evidenziano i risultati a cui corrisponde un valore di  $\tau_0$  che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021).

$\alpha$	$\tau_0 = 33 \text{ Pa}$		$\tau_0 = 36 \text{ Pa}$		$\tau_0 = 40 \text{ Pa}$		$\tau_0 = 47.5 \text{ Pa}$		$\tau_0 = 50 \text{ Pa}$		Chang et al. (2021)	
	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$
$25^\circ$	0.32	2.810	0.32	2.715	0.3	2.605	0.32	2.425	0.28	2.365	0.30	2.429

I risultati ottenuti in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito nella configurazione avente una pendenza di  $20^\circ$  sono riportati in Tabella 5.4.

Tabella 5.4: Risultati della calibrazione ottenuti al variare della tensione di soglia  $\tau_0$  in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di  $20^\circ$  e la reologia di Herschel-Bulkley. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di  $\tau_0$  che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021).

$\alpha$	$\tau_0 = 32 \text{ Pa}$	$\tau_0 = 35 \text{ Pa}$	$\tau_0 = 37 \text{ Pa}$	$\tau_0 = 40 \text{ Pa}$	Chang et al. (2021)
	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$
$20^\circ$	2.555	2.485	2.425	2.295	2.417

Infine, i risultati ottenuti in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito nella configurazione avente una pendenza di  $15^\circ$  sono riportati in Tabella 5.5.

Tabella 5.5: Risultati della calibrazione ottenuti al variare della tensione di soglia  $\tau_0$  in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di  $15^\circ$  e la reologia di Herschel-Bulkley. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di  $\tau_0$  che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021).

$\alpha$	$\tau_0 = 20 \text{ Pa}$	$\tau_0 = 25 \text{ Pa}$	$\tau_0 = 28 \text{ Pa}$	$\tau_0 = 33 \text{ Pa}$	Chang et al. (2021)
	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$
$15^\circ$	2.775	2.335	2.215	2.075	2.339

L'analisi dei risultati riportati nelle tabelle evidenzia che l'errore commesso è minimo se  $\tau_0$  assume un valore pari a 47.5 Pa, 37.0 Pa e 25.0 Pa nel caso di pendenza del canale rispettivamente pari a  $25^\circ$ ,  $20^\circ$  e  $15^\circ$ . Il valor medio per questo parametro nelle tre configurazioni risulta essere pari a 36.5 Pa.

In Figura 5.3 si riportano i risultati, in termini del deposito, per un'inclinazione del canale di  $25^\circ$  e un valore di  $\tau_0$  pari a 47.5 Pa.

Come si può notare dal confronto tra la Figura 5.3d e la Figura 5.3e, il deposito ricavato dalla calibrazione del modello idrodinamico risulta coerente con i test di laboratorio effettuati da Chang et al. (2021) sia in termini di forma, sia di larghezza e sia di lunghezza.

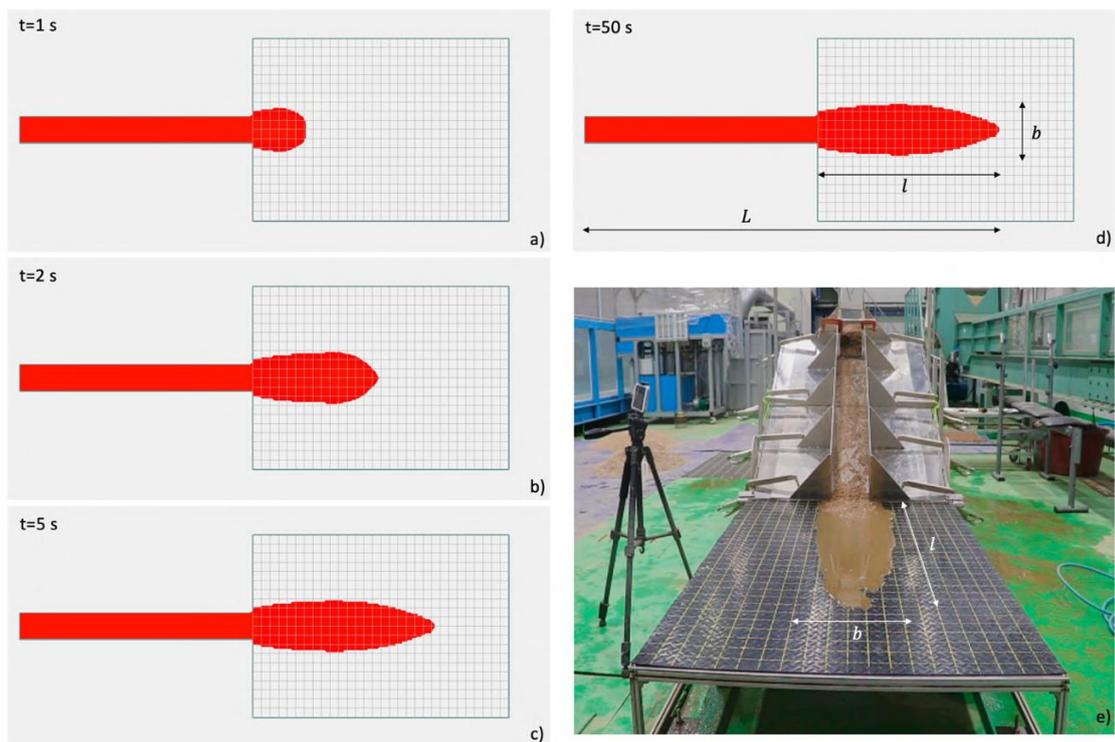


Figura 5.3: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della calibrazione di DAM\_DEBRIS con reologia di Herschel-Bulkley e con un'inclinazione del canale di 25°. Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e).

Nello specifico, si è ottenuta una lunghezza totale di *runout*,  $L$ , pari a 2.425 m ed una larghezza del deposito,  $b$ , pari a 0.30 m; per la stessa configurazione gli autori hanno ottenuto  $L$  pari a 2.429 m e  $b$  pari a circa 0.30 m, come si può dedurre dalla Figura 5.3e. L'errore commesso risulta quindi pari a 0.004 m sulla lunghezza.

Nella Figura 5.4 si riportano, invece, i risultati numerici ottenuti per le due configurazioni aventi una inclinazione del canale pari a 15° (Figura 5.4a) e 20° (Figura 5.4b), in cui la tensione di soglia è stata assunta rispettivamente pari a 25.0 Pa e 37.0 Pa.

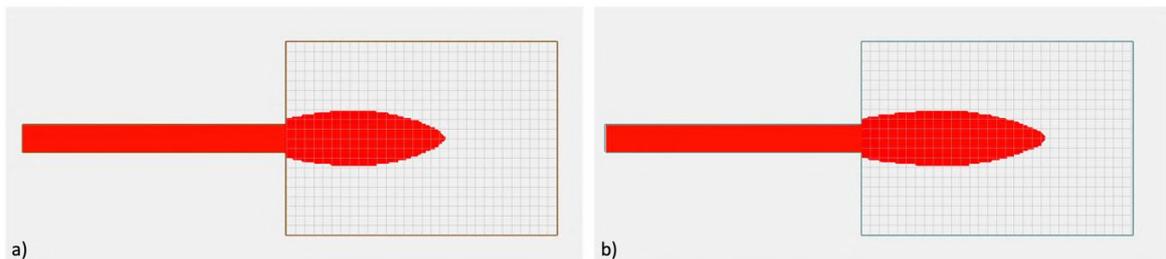


Figura 5.4: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla calibrazione di DAM\_DEBRIS con reologia di Herschel-Bulkley per un'inclinazione del canale di 15° (a) e 20° (b).

I risultati, in termini di velocità massima raggiunta dalla colata, altezza massima raggiunta dal *debris-flow* in un punto convenzionalmente posto a 0.1 m a monte della fine del canale, lunghezza massima di *runout* e larghezza del deposito sono riportati in Tabella 5.12. Inoltre, in Figura 5.13 ed evidenziati in rosso i parametri oggetto di calibrazione.

Tabella 5.13, viene riportato anche il valore calibrato della tensione di soglia  $\tau_0$  (evidenziato in rosso) e, di conseguenza, il valore ottenuto per  $\mu$ .

### 5.2.1.2 Modello reologico di Voellmy

Il parametro da calibrare nel modello reologico di Voellmy è l'angolo di attrito  $\varphi$ . Questo parametro è stato fatto variare da un valore minimo di  $8^\circ$  ad un valore massimo di  $15^\circ$ . I risultati ottenuti per alcuni valori della tensione di soglia in termini di larghezza e lunghezza del deposito nella configurazione avente una pendenza di  $25^\circ$  sono riportati in Tabella 5.6 dove sono confrontati con i relativi risultati sperimentali.

Tabella 5.6: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di  $\varphi$  in termini di larghezza,  $b$ , e lunghezza,  $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di  $25^\circ$  e la reologia di Voellmy. In rosso si evidenziano i risultati a cui corrisponde un valore di  $\varphi$  che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021).

$\alpha$	$\varphi = 10.25^\circ$		$\varphi = 11^\circ$		$\varphi = 13.5^\circ$		$\varphi = 15^\circ$		Chang et al. (2021)	
	$b$ (m)	$L$ (m)	$b$ (m)	$L$ (m)	$b$ (m)	$L$ (m)	$b$ (m)	$L$ (m)	$b$ (m)	$L$ (m)
$25^\circ$	0.44	2.685	0.44	2.625	0.38	2.425	0.38	2.305	0.30	2.429

I risultati ottenuti in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito nella configurazione avente una pendenza di  $20^\circ$  sono riportati in Tabella 5.7.

Tabella 5.7: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di  $\varphi$  in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di  $20^\circ$  e la reologia di Voellmy. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di  $\varphi$  che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021).

$\alpha$	$\varphi=9.5^\circ$	$\varphi=10^\circ$	$\varphi=11.3^\circ$	$\varphi=11.5^\circ$	Chang et al. (2021)
	$L$ (m)	$L$ (m)	$L$ (m)	$L$ (m)	$L$ (m)
$20^\circ$	2.565	2.515	2.405	2.385	2.417

Infine, i risultati ottenuti in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito nella configurazione avente una pendenza di  $15^\circ$  sono riportati in Tabella 5.8.

Tabella 5.8: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di  $\varphi$  in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di  $15^\circ$  e la reologia di Voellmy. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di  $\varphi$  che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021).

$\alpha$	$\varphi=8^\circ$	$\varphi=8.5^\circ$	$\varphi=10.3^\circ$	$\varphi=10.5^\circ$	Chang et al. (2021)
	$L$ (m)	$L$ (m)	$L$ (m)	$L$ (m)	$L$ (m)
$15^\circ$	2.595	2.535	2.335	2.315	2.339

L'analisi dei risultati riportati nelle tabelle evidenzia che l'errore commesso è minimo se  $\varphi$  assume un valore pari a  $13.5^\circ, 11.3^\circ$  e  $10.3^\circ$  nel caso di pendenza del canale rispettivamente pari a  $25^\circ, 20^\circ$  e  $15^\circ$ . Il valor medio per questo parametro nelle tre configurazioni risulta essere pari a  $11.7^\circ$ .

In Figura 5.5 si riportano i risultati, in termini del deposito, per un'inclinazione del canale di  $25^\circ$  e un valore di  $\varphi$  pari a  $13.5^\circ$ . Come si può notare dal confronto tra la Figura 5.5d e la Figura 5.5e, il deposito ricavato dalla calibrazione del modello idrodinamico risulta coerente con i test di laboratorio effettuati da Chang et al. (2021)

sia in termini di lunghezza, ma si discosta leggermente per quanto riguarda la forma e la larghezza.

Nello specifico, anche in questo caso si è ottenuta una lunghezza totale di *runout* pari a 2.425 m ma una larghezza del deposito pari a 0.38 m, con un errore che è pari a 0.004 m sulla lunghezza e 0.08 m sulla larghezza.

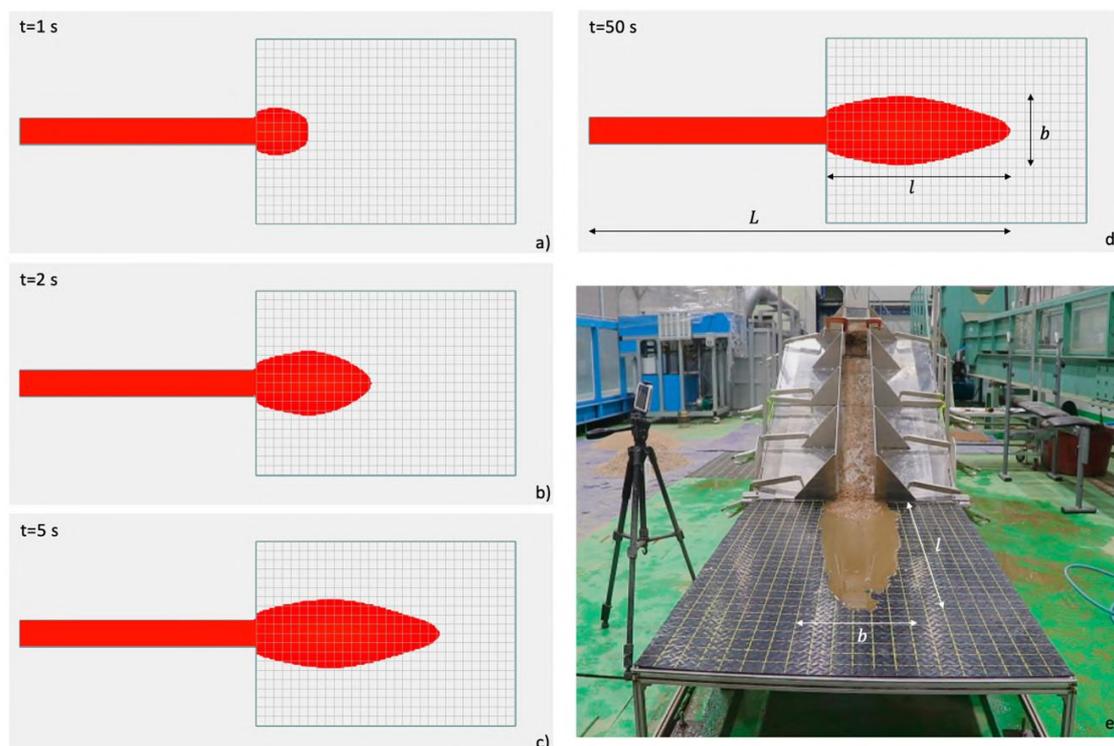


Figura 5.5: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della calibrazione di DAM\_DEBRIS con reologia di Voellmy e con un'inclinazione del canale di 25°. Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e).

Nella Figura 5.6 si riportano, invece, i risultati numerici ottenuti per le due configurazioni aventi una inclinazione del canale pari a 15° (Figura 5.6a) e 20° (Figura 5.6b), in cui l'angolo d'attrito è stato assunto rispettivamente pari a 10.3° e 11.3°.

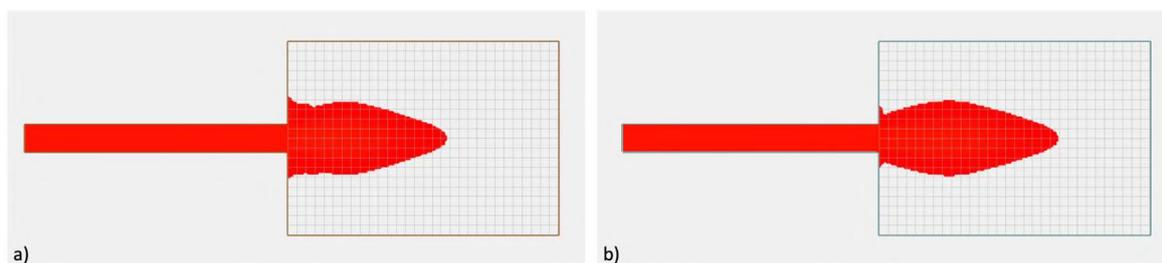


Figura 5.6: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla calibrazione di DAM\_DEBRIS con reologia di Voellmy per un'inclinazione del canale di 15° (a) e 20° (b).

I risultati, in termini di velocità massima raggiunta dalla colata, altezza massima raggiunta dal *debris-flow* in un punto a 0.1 m a monte della fine del canale, lunghezza massima di *runout* e larghezza del deposito sono riportati in Tabella 5.12. Inoltre, in Tabella 5.13, viene anche riportato il valore calibrato del parametro  $\varphi$  (evidenziato in rosso).

### 5.2.1.3 Modello reologico quadratico

Si è assunto il valore della tensione di soglia ottenuto dalla calibrazione del modello di *Herschel-Bulkley*, ovvero pari a 47.5 Pa, 37 Pa e 25 Pa per la configurazione avente una pendenza del canale pari a 25°, 20° e 15° rispettivamente. Inoltre,  $K$  si è assunto pari a 24 in quanto anche O'Brien (2007) propone questo valore nel caso di un canale rettangolare largo e liscio, come già precedentemente accennato.

Il parametro da calibrare nel modello reologico quadratico è quindi solamente il parametro  $\mu$  relativo alla viscosità. Questo parametro è stato fatto variare da un valore minimo di 0.05 Pa s ad un valore massimo di 0.25 Pa s. I risultati ottenuti in termini di larghezza e lunghezza del deposito nella configurazione avente una pendenza di 25° sono riportati in Tabella 5.9 dove sono confrontati con i relativi risultati sperimentali.

Tabella 5.9: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di  $\mu$  in termini di larghezza,  $b$ , e lunghezza,  $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di 25° e il modello reologico quadratico. In rosso si evidenziano i risultati a cui corrisponde un valore di  $\mu$  che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021).

$\alpha$	$\mu = 0.05 \text{ Pa s}$		$\mu = 0.10 \text{ Pa s}$		$\mu = 0.25 \text{ Pa s}$		$\mu = 0.3 \text{ Pa s}$		Chang et al. (2021)	
	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$b \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$
25°	0.33	2.865	0.33	2.756	0.32	2.425	0.32	2.315	0.30	2.429

I risultati ottenuti in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito nella configurazione avente una pendenza di 20° sono riportati in Tabella 5.10.

Tabella 5.10: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di  $\mu$  in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di 20° e il modello reologico quadratico. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di  $\mu$  che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021).

$\alpha$	$\mu = 0.10 \text{ Pa s}$	$\mu = 0.18 \text{ Pa s}$	$\mu = 0.19 \text{ Pa s}$	$\mu = 0.20 \text{ Pa s}$	Chang et al. (2021)
	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$
20°	2.655	2.445	2.415	2.405	2.417

Infine, i risultati ottenuti in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito nella configurazione avente una pendenza di 15° sono riportati in Tabella 5.11.

Tabella 5.11: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di  $\mu$  in termini di lunghezza,  $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di 15° e il modello reologico quadratico. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di  $\mu$  che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021).

$\alpha$	$\mu = 0.12 \text{ Pa s}$	$\mu = 0.14 \text{ Pa s}$	$\mu = 0.21 \text{ Pa s}$	$\mu = 0.22 \text{ Pa s}$	Chang et al. (2021)
	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$
15°	2.775	2.675	2.325	2.275	2.339

L'analisi dei risultati riportati nelle tabelle evidenzia che l'errore commesso è minimo se  $\mu$  assume un valore pari a 0.25 Pa s, 0.19 Pa s e 0.21 Pa s nel caso di pendenza del canale rispettivamente pari a 25°, 20° e 15°. Il valor medio per questo parametro nelle tre configurazioni risulta essere pari a 0.22 Pa s.

In Figura 5.7 si riportano i risultati, in termini del deposito, per un'inclinazione del canale di 25° e un valore di  $\mu$  pari a 0.25 Pa s.

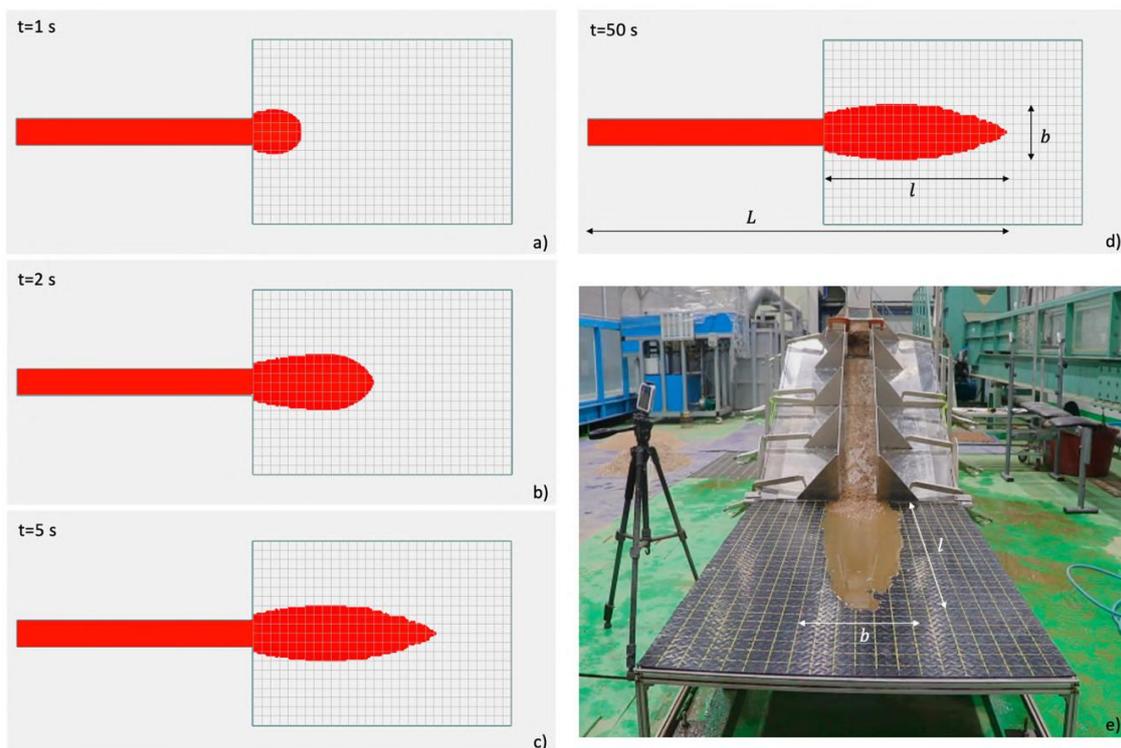


Figura 5.7: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della calibrazione di DAM\_DEBRIS con il modello reologico quadratico e con un'inclinazione del canale di 25°. Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e).

Nello specifico, anche in questo caso si è ottenuta una lunghezza totale di *runout* pari a 2.425 m ed una larghezza del deposito pari a 0.32 m. L'errore commesso risulta quindi pari a 0.086 m sulla lunghezza e 0.02 m sulla larghezza.

Nella Figura 5.8 si riportano, invece, i risultati numerici ottenuti per le due configurazioni aventi una inclinazione del canale pari a 15° (Figura 5.8a) e 20° (Figura 5.8b), il parametro viscoso è stato assunto rispettivamente pari a 0.21 Pa s e 0.19 Pa s.

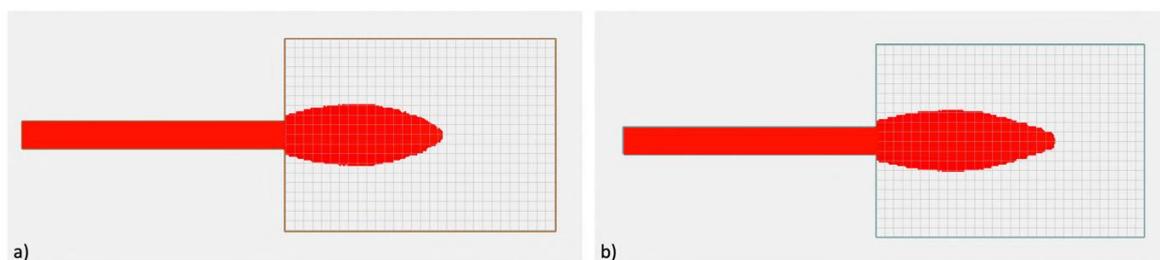


Figura 5.8: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla calibrazione di DAM\_DEBRIS con il modello reologico quadratico per un'inclinazione del canale di 15° (a) e 20° (b).

I risultati, in termini di velocità massima raggiunta dalla colata, altezza massima raggiunta dal *debris-flow* in un punto convenzionalmente posto a 0.1 m a monte della fine del canale, lunghezza massima di *runout* e larghezza del deposito sono riportati in Tabella 5.12. Inoltre, in Figura 5.13 ed evidenziati in rosso i parametri oggetto di calibrazione.

Tabella 5.13, viene anche riportato il valore calibrato del parametro viscoso  $\mu$  (evidenziato in rosso) e i valori della tensione di  $\tau_0$  e del parametro di resistenza  $K$ .

Tabella 5.12: Risultati della calibrazione ottenuti con i tre modelli reologici implementati in DAM\_DEBRIS, in termini di velocità massima, altezza massima, lunghezza massima raggiunta dal debris-flow e larghezza del deposito.

Modello	Grandezza	$\alpha=25^\circ$	$\alpha=20^\circ$	$\alpha=15^\circ$
		TestA	TestA	TestA
Herschel-Bulkley	$v$ (m/s)	2.12	1.96	1.78
	$h$ (m)	0.020	0.018	0.019
	$L$ (m)	2.425	2.425	2.335
	$b$ (m)	0.30	0.30	0.30
Voellmy	$v$ (m/s)	1.96	1.79	1.64
	$h$ (m)	0.034	0.032	0.034
	$L$ (m)	2.425	2.405	2.335
	$b$ (m)	0.38	0.42	0.40
Quadratico	$v$ (m/s)	2.06	1.90	1.75
	$h$ (m)	0.025	0.019	0.026
	$L$ (m)	2.425	2.415	2.325
	$b$ (m)	0.32	0.34	0.34

Inoltre, il valore dei parametri, per ogni modello reologico e per tutte e tre le inclinazioni del canale considerate, è riportato in Figura 5.13 ed evidenziati in rosso i parametri oggetto di calibrazione.

Tabella 5.13: Valore dei parametri di ogni modello reologico e per ogni inclinazione del canale. Evidenziati in rosso i parametri oggetto di calibrazione.

Modello	Parametro	$\alpha=25^\circ$	$\alpha=20^\circ$	$\alpha=15^\circ$
Herschel-Bulkley	$\tau_0$ (Pa)	47.5	37	25
	$\mu$ (Pa s)	14.25	11.1	7.50
Voellmy	$\varphi$ (°)	13.5	11.3	10.3
Quadratico	$\tau_0$ (Pa)	47.5	37	25
	$\mu$ (Pa s)	0.25	0.19	0.21
	$K$ (-)	24	24	24

### 5.3 Validazione di DAM\_DEBRIS

La configurazione del *TestB* è stata scelta per validare i valori dei parametri scelti per i tre modelli reologici. Anche in questo caso, così come per il *TestA*, sono state effettuate simulazioni con un'inclinazione dei due tratti del canale pari a  $15^\circ$  (Figura 5.9a),  $20^\circ$  (Figura 5.9b) e  $25^\circ$  (Figura 5.9c).

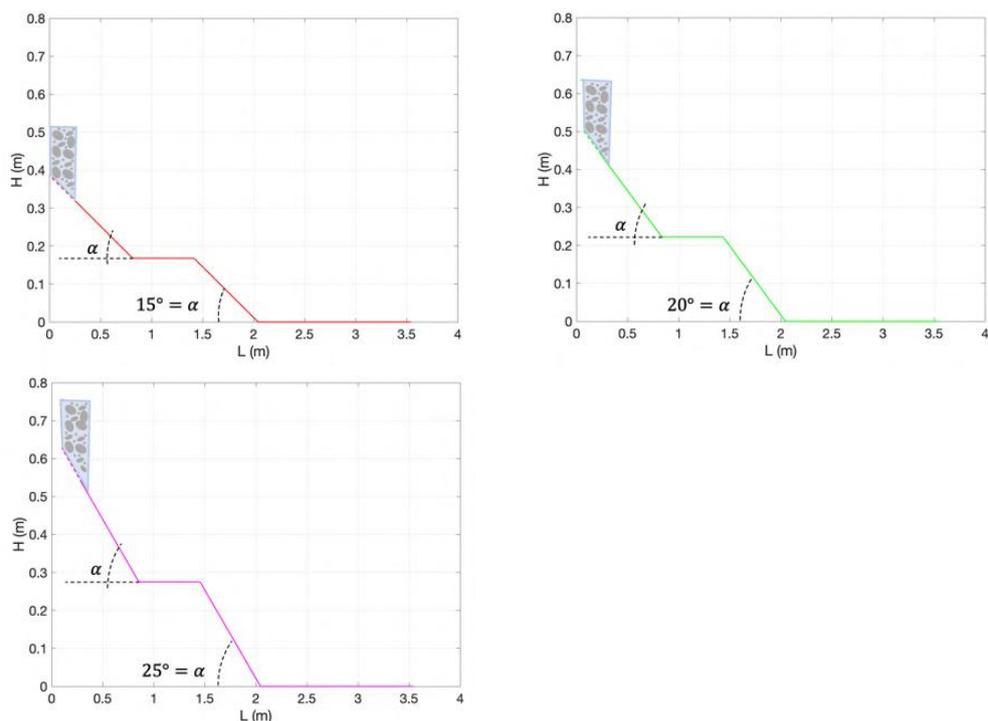


Figura 5.9: Configurazione del TestB, con l'inclinazione dei due tratti del canale di  $15^\circ$  (a),  $20^\circ$  (b) e  $25^\circ$  (c).

## 5.3.1 Risultati

I risultati delle simulazioni sono stati confrontati con quelli ottenuti da Chang et al. (2021). Come per la calibrazione, la larghezza del deposito è stata confrontata solamente con i risultati della configurazione con un'inclinazione dei due tratti di  $25^\circ$  in quanto gli autori non hanno fornito questo valore per le altre inclinazioni.

### 5.3.1.1 Modello reologico di Herschel-Bulkley

Per quanto riguarda il modello reologico di *Herschel-Bulkley*, in Figura 5.10 si riportano i risultati, in termini di deposito, per un'inclinazione del canale di  $25^\circ$ , assumendo come valore della tensione di soglia  $\tau_0$  pari a 47.5 Pa.

Come si può notare dal confronto tra la Figura 5.10d e la Figura 5.10e, il deposito ricavato dalla validazione del modello idrodinamico risulta abbastanza coerente con i test di laboratorio effettuati da Chang et al. (2021) sia in termini di larghezza che di lunghezza; la forma, invece, risulta essere diversa in quanto più affusolata.

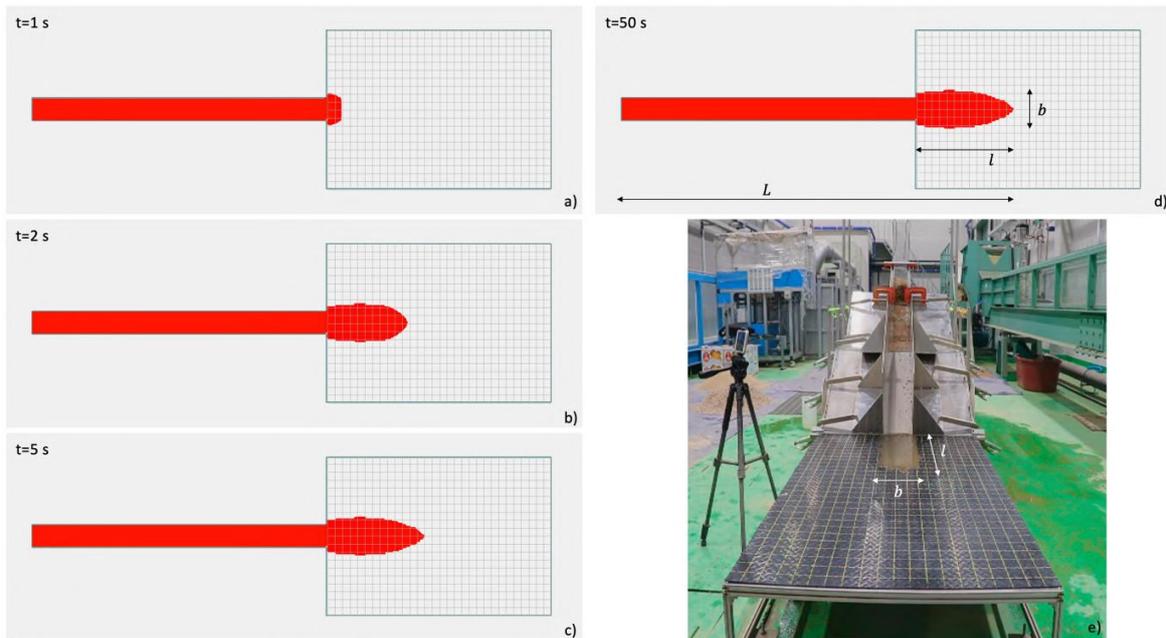


Figura 5.10: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della validazione di DAM\_DEBRIS con il modello reologico di Herschel-Bulkley e con un'inclinazione dei due tratti del canale di 25°. Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e).

Nello specifico, si è ottenuta una lunghezza totale di *runout* pari a 2.615 m ed una larghezza del deposito pari a 0.26 m; per la stessa configurazione gli autori hanno ottenuto L pari a 2.647 m e b pari a circa 0.20 m (Figura 5.10e); l'errore relativo commesso risulta quindi pari all'1.21% sulla lunghezza e 30% sulla larghezza. Questo errore è stato determinato dal rapporto tra la differenza del valore ricavato da Chang et al. (2021) e quello ottenuto nel TestB e il primo tra questi.

Nella Figura 5.11 e in Tabella 5.15 si riportano, invece, i risultati della validazione di DAM\_DEBRIS ottenuti con le altre due configurazioni, ovvero avente un'inclinazione del canale pari a 15° (Figura 5.11a) e 20° (Figura 5.11b).

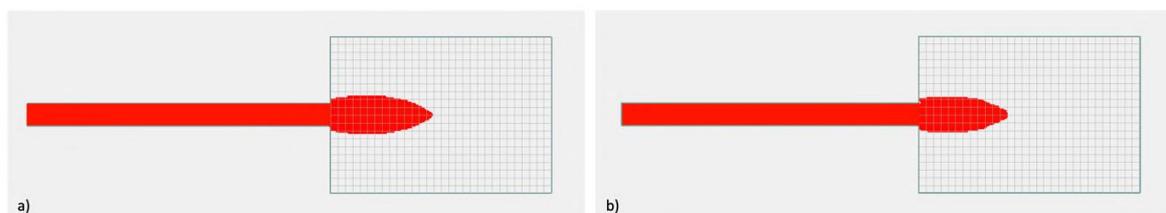


Figura 5.11: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla validazione di DAM\_DEBRIS con il modello reologico di Herschel-Bulkley per un'inclinazione dei due tratti del canale di 15° (a) e 20° (b).

I risultati, in termini di velocità massima raggiunta dalla colata, altezza massima raggiunta dal *debris-flow* in un punto a 0.1 m a monte della fine del canale, lunghezza massima di *runout* e larghezza del deposito sono riportati in Tabella 5.14.

### 5.3.1.2 Modello reologico di Voellmy

Per quanto riguarda la calibrazione di DAM\_DEBRIS considerando il modello reologico di Voellmy, in Figura 5.12 si riportano i risultati, in termini del deposito, per un'inclinazione del canale di 25°, assumendo per  $\varphi$  un valore pari a 13.5°.

Come si può notare dal confronto tra la Figura 5.12d e la Figura 5.12e, il deposito ricavato dalla validazione del modello reologico risulta coerente con i test di laboratorio effettuati da Chang et al. (2021) sia in termini di larghezza che di lunghezza e forma.

Nello specifico, si è ottenuta una lunghezza totale di *runout* pari a 2.645 m ma una larghezza del deposito pari a 0.3 m; l'errore commesso risulta quindi pari all'0.08% sulla lunghezza e 50% sulla larghezza.

Nella Figura 5.13 e in Tabella 5.15 si riportano, invece, i risultati della validazione di DAM\_DEBRIS ottenuti con le altre due configurazioni, in cui l'inclinazione dei due tratti del canale è pari a 15° e 20° (Figura 5.13a-b).

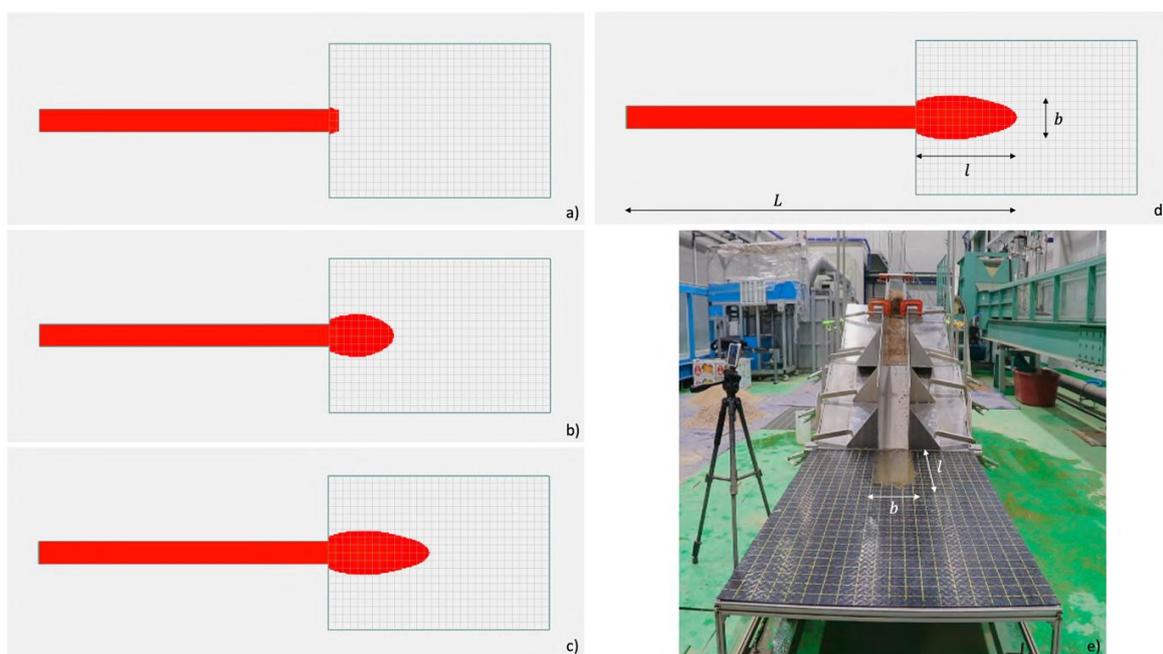


Figura 5.12: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della validazione di DAM\_DEBRIS con reologia di Voellmy e con un'inclinazione dei due tratti del canale di 25°. Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e).

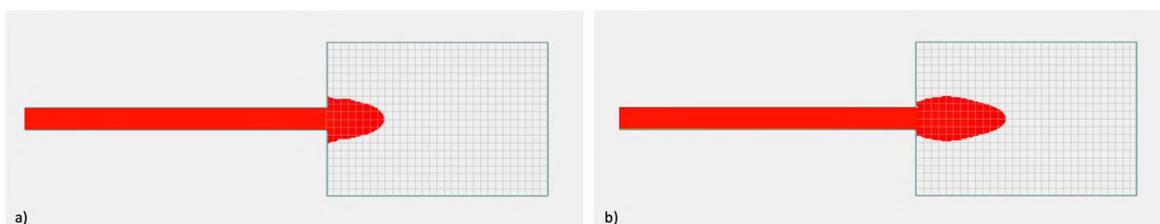


Figura 5.13: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla validazione di DAM\_DEBRIS con reologia di Voellmy per un'inclinazione dei due tratti del canale di 15° (a) e 20° (b).

I risultati, in termini di velocità massima raggiunta dalla colata, altezza massima raggiunta dal *debris-flow* in un punto a 0.1 m a monte della fine del canale, lunghezza massima di *runout* e larghezza del deposito sono riportati in Tabella 5.14. Inoltre, il valore del parametro  $\varphi$  è quello considerato nella fase della calibrazione.

### 5.3.1.3 Modello reologico quadratico

Per quanto riguarda la calibrazione di *DAM\_DEBRIS* considerando il modello reologico quadratico, in Figura 5.14 si riportano i risultati, in termini del deposito, per un'inclinazione del canale di  $25^\circ$ , assumendo 47.5 Pa come valore della tensione di soglia, 0.25 Pa s come valore del parametro relativo alla viscosità e 24 come parametro della resistenza del flusso laminare.

Come si può notare dal confronto tra la Figura 5.14d e la Figura 5.14e, il deposito ricavato dalla calibrazione del modello idrodinamico risulta coerente con i test di laboratorio effettuati da Chang et al. (2021) in termini di larghezza.

Nello specifico, si è ottenuta una lunghezza totale di *runout* pari a 2.795 m ed una larghezza del deposito pari a 0.27 m. L'errore commesso risulta pari al 5.59% sulla lunghezza e 40% sulla larghezza.

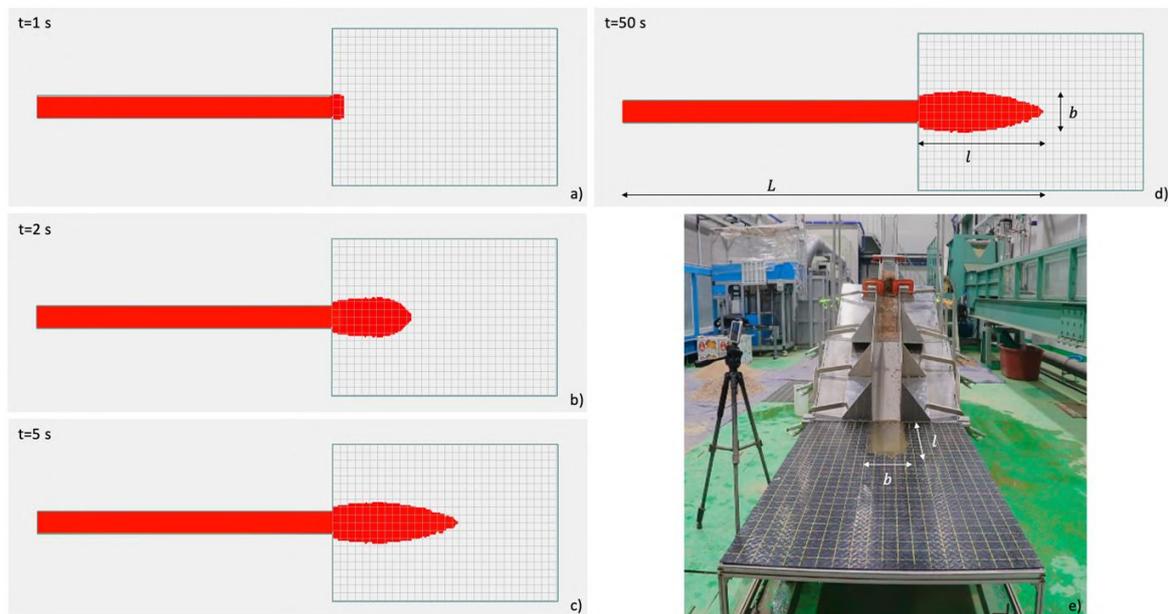


Figura 5.14: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della validazione di *DAM\_DEBRIS* con il modello reologico quadratico e con un'inclinazione dei due tratti del canale di  $25^\circ$ . Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e).

Nella Figura 5.15 e in Tabella 5.15 si riportano, invece, i risultati ottenuti con le altre due configurazioni, ovvero avente un'inclinazione del canale pari a  $15^\circ$  e  $20^\circ$  (Figura 5.15°-b).

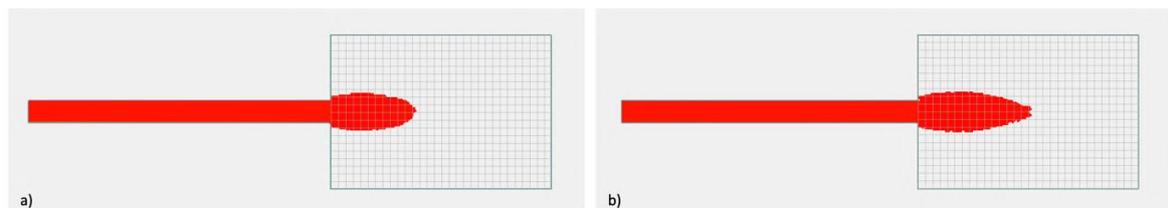


Figura 5.15: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla validazione di *DAM\_DEBRIS* con il modello reologico quadratico per un'inclinazione dei due tratti del canale di  $15^\circ$  (a) e  $20^\circ$  (b).

I risultati, in termini di velocità massima raggiunta dalla colata, altezza massima raggiunta dal *debris-flow* in un punto a 0.1 m a monte della fine del canale, lunghezza massima di *runout* e larghezza del deposito sono riportati in Tabella 5.14.

Tabella 5.14: Risultati della validazione ottenuti con i tre modelli reologici implementati in DAM\_DEBRIS, in termini di velocità e lunghezza massima raggiunta dal *debris-flow* e larghezza del deposito.

Modello	Grandezza	25°	20°	15°
		TestB	TestB	TestB
Herschel-Bulkley	$v$ (m/s)	2.12	1.96	1.86
	$L$ (m)	2.615	2.615	2.745
	$b$ (m)	0.26	0.24	0.26
Voellmy	$v$ (m/s)	2.01	1.84	1.64
	$L$ (m)	2.645	2.625	2.435
	$b$ (m)	0.30	0.28	0.28
Quadratico	$v$ (m/s)	2.09	1.93	1.75
	$L$ (m)	2.795	2.785	2.635
	$b$ (m)	0.28	0.28	0.26

Tabella 5.15: Risultati della validazione in termini di lunghezza ( $L$ ) e larghezza massima ( $b$ ) ottenute da Chang et al. (), lunghezza ( $L_{mod}$ ), larghezza massima ( $b_{mod}$ ) ottenute nel TestB ed errori relativi.

Modello	pendenza (°)	$L$ (m)	$b$ (m)	$L_{mod}$ (m)	$b_{mod}$ (m)	$\varepsilon_L$ (%)	$\varepsilon_b$ (%)
Herschel-Bulkley	25	2.647	0.20	2.615	0.26	1.21	30
	20	2.617	-	2.615	0.24	0.08	-
	15	2.602	-	2.745	0.26	5.50	-
Voellmy	25	2.647	0.20	2.645	0.30	0.08	50
	20	2.617	-	2.625	0.28	0.31	-
	15	2.602	-	2.435	0.28	6.42	-
Quadratico	25	2.647	0.20	2.795	0.28	5.59	40
	20	2.617	-	2.785	0.28	6.42	-
	15	2.602	-	2.635	0.26	1.27	-

## 5.4 Analisi preliminari per sviluppi futuri

Come già evidenziato nel paragrafo 3.3, l'idrogramma solido-liquido è un dato di input essenziale per la modellazione idrodinamica della propagazione e dell'arresto di una colata detritica e rappresenta l'elemento di congiunzione fra la modellazione idrologica e quella idraulica. L'applicazione dell'intero framework idromorfodinamico al caso studio reale è ancora in fase di elaborazione e non sarà dunque presentato in questo lavoro. Tuttavia, si descrivono di seguito le analisi preliminari già ultimate che consentono la determinazione di un possibile idrogramma solido-liquido in corrispondenza di un punto di innesco e che rappresenta il dato di input per una applicazione futura del modello DAM\_DEBRIS al caso reale.

L'area esaminata fa parte del bacino del torrente Uque, già presentato nel Capitolo 4; si è considerato in particolare un sottobacino del torrente Uque, da cui si è originata

una colata nell'Agosto del 2003. Nel bacino del torrente Uque si sono innescati, durante quell'evento, diversi *debris-flow* (Figura 5.16a); fra queste, quella più prossima al paese, è rappresentata in Figura 5.16b.

In Figura 5.16 la stazione idrometeorologica, costituita solamente dall'idrometro, è rappresentata con il pallino nero e con il pallino verde, invece, la sezione di chiusura considerata nelle simulazioni idrologiche come punto di innesco della colata. Il sottobacino individuato, quindi, è quello rappresentato solamente dalla displuviale rosa in Figura 5.16b ed ha un'area pari a 0.2 km<sup>2</sup>.

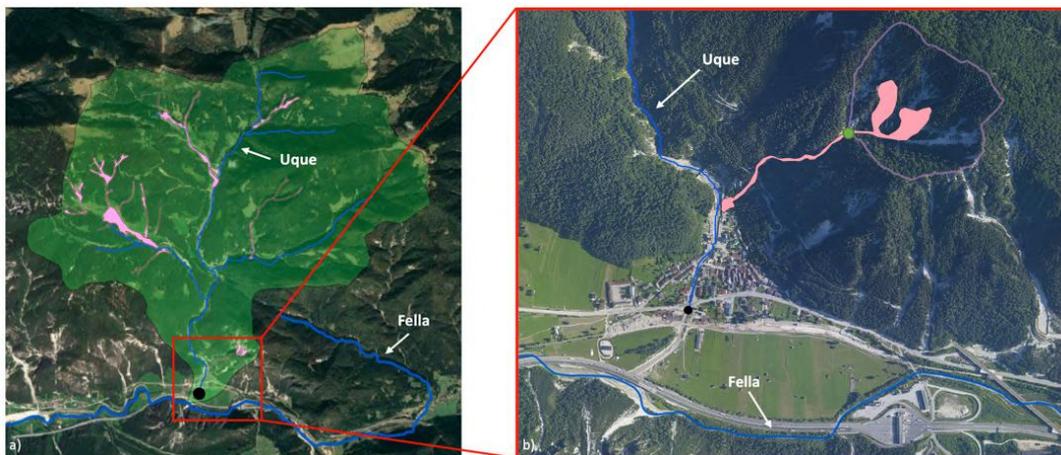


Figura 5.16: Eventi di *debris-flow* avvenuti nell'agosto del 2003 nel bacino del torrente Uque (a) e la colata detritica che ha causato l'alluvione del centro abitato di Ugovizza (b).

### 5.4.1 Idrogramma solido-liquido del sottobacino del torrente Uque

Una volta individuato il sottobacino di interesse, si è proceduto con una modellazione idrologica per poter individuare l'idrogramma liquido in corrispondenza della sezione di chiusura, assunto come punto di innesco della colata.

Il modello idrologico utilizzato è *GEOframe-NewAge*, che è stato calibrato e validato sull'area oggetto di studio, come descritto dettagliatamente nel Capitolo 4.

Il modello idrologico, calibrato e validato, è stato applicato al bacino del torrente Uque considerando i dati meteorologici relativi all'evento dell'Agosto del 2003. Le stazioni idrometeorologiche attualmente presenti nel bacino dell'Uque non erano attive nel 2003 e, per questo motivo, si sono considerati i dati registrati dalla stazione idrometeorologica più vicina, ovvero quella di Tarvisio.

In Figura 5.17a si riporta l'idrogramma di piena ottenuto dalla simulazione idrologica effettuata per l'intero bacino del torrente Uque e, in Figura 5.17b, quello che si è ottenuto nella sezione di chiusura del sottobacino interno e che corrisponde anche al punto di innesco del *debris-flow* di interesse.

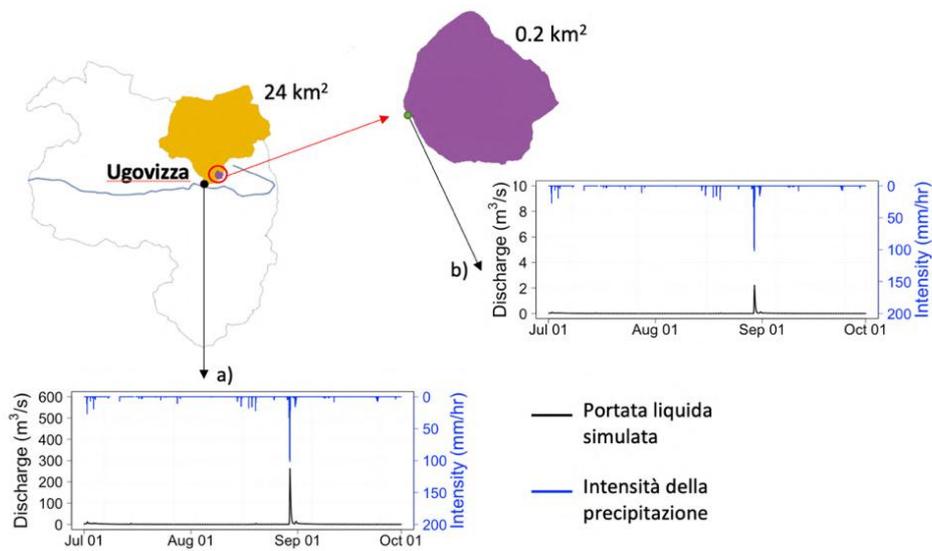


Figura 5.17: Risultati della simulazione idrologica per l'evento dell'agosto del 2003 per l'intero bacino dell'Uque (a) e per il sottobacino individuato per le analisi preliminari(b).

La portata critica per unità di larghezza, oltre alla quale si innesca la colata, può essere calcolata attraverso la relazione proposta da Gregoretto e Dalla Fontana (2008) e riportata nel paragrafo 3.3:

$$q_{crit} = 0.78 \frac{d_M^{1.5}}{\tan\theta^{1.27}} \quad (5.9)$$

dove  $d_M$  il diametro medio dei sedimenti,  $\theta$  è l'inclinazione dell'alveo.

La portata critica si ottiene, quindi, moltiplicando la (5.9) per la larghezza dell'alveo. Risulta quindi necessario conoscere il diametro medio dei sedimenti, la pendenza e la larghezza dell'alveo.

Nel sottobacino di interesse si riconoscono due percorsi distinti, i cui profili longitudinali hanno pendenza pari a  $32^\circ$  e  $18^\circ$  (Figura 5.18). Si è deciso quindi di considerare nella (5.9) una pendenza pari a  $25^\circ$  che corrisponde alla media dei due valori.

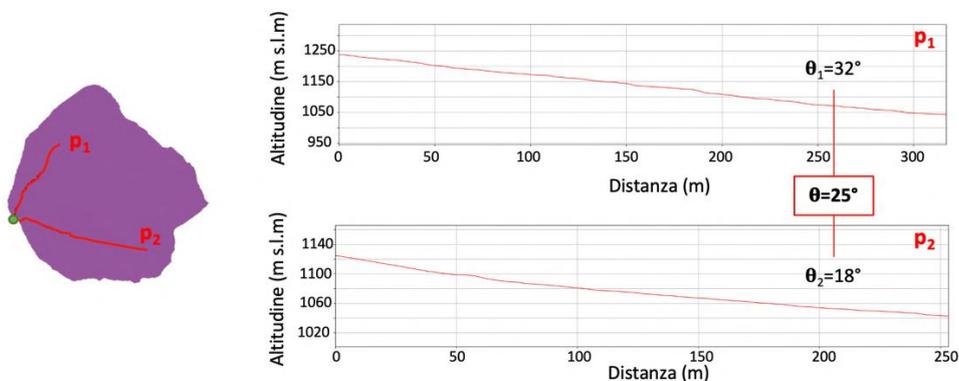


Figura 5.18: Sezione longitudinale dei due tratti che costituiscono il sottobacino di interesse.

Per la determinazione del diametro medio dei sedimenti, invece, si è scelto di considerare l'analisi granulometrica effettuata da Boniello et al. (2010) per uno studio, effettuato in occasione dell'evento del 2003, sulla reologia di una colata detritica avvenuta nel bacino del fiume Fella vicino a Pontebba (Figura 5.19). Nel presente lavoro si suggerisce di considerare il  $D_{90}$  nella (5.9).

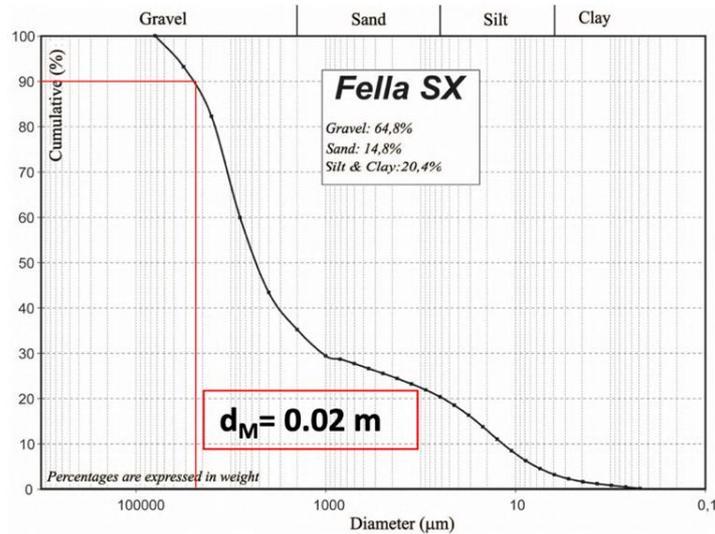


Figura 5.19: Analisi granulometrica effettuata da Boniello et al. (2010) ed individuazione del diametro medio dei sedimenti per il caso in esame.

La portata critica stimata con la (5.9), per questo sottobacino, è quindi pari a  $0.27 \text{ m}^3/\text{s}$ ; come già descritto nel paragrafo 3.3, si è scelto l'approccio proposto da D'Agostino e Marchi (2003) per ricavare l'idrogramma solido-liquido (Figura 5.20):

$$Q_{SL}(t) = \frac{c_{\max}}{c_{\max} - c_e(t)} Q_L(t) \quad (5.10)$$

in cui si considera una variazione lineare della concentrazione dei sedimenti  $c_e$ , che varia da 0.200 all'innesco della colata, fino ad un massimo di 0.585 al picco, per poi tornare al valore di 0.200 al termine della colata stessa (Figura 5.20).

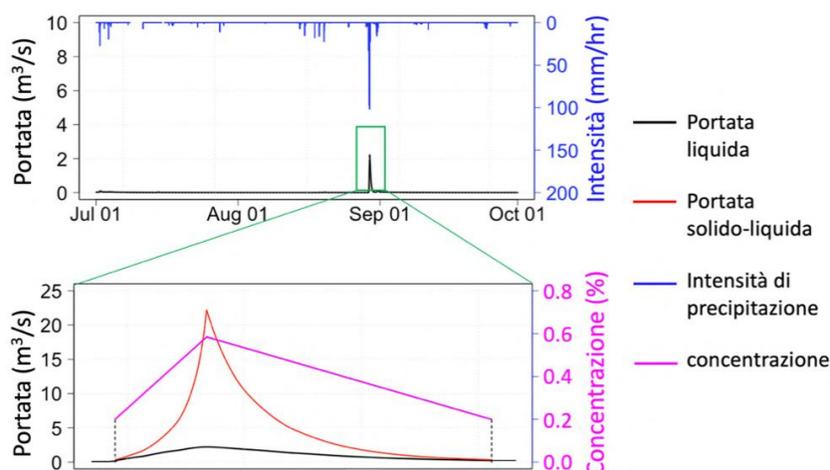


Figura 5.20: Idrogramma solido-liquido del debris-flow avvenuto il 29 agosto 2003 nel bacino del torrente Uque.

Integrando l'idrogramma solido-liquido in Figura 5.20, si è calcolato il volume della colata, che risulta essere pari a  $96153 \text{ m}^3$ , di cui  $30768 \text{ m}^3$  rappresenta il volume liquido e  $65385 \text{ m}^3$  il volume solido. Quest'ultimo è stato poi confrontato con i risultati ottenuti da una analisi del sottobacino del rio Cucco, adiacente a quello in esame, condotta da Marchi et al. (2009) per il medesimo evento del 2003 (Figura 5.21).

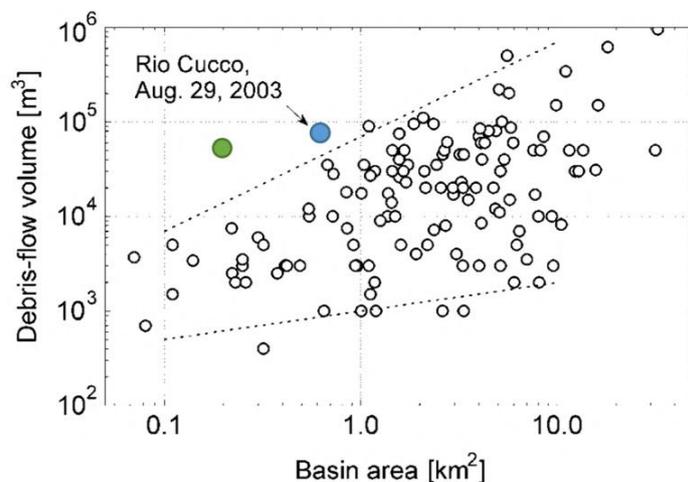


Figura 5.21: Diagramma proposto da D'Agostino e Marchi (2001) che mette in relazione il volume della colata con l'area del bacino, modificato da Marchi et al. (2009) in cui si riporta, in verde, il valore del volume stimato nel presente lavoro di tesi.

Per questo bacino gli autori avevano stimato, a seguito di indagini in sito, un volume solido compreso tra  $85000$  e  $100000 \text{ m}^3$ , valore confrontabile con quello ottenuto in questa tesi.

D'Agostino e Marchi (2001), analizzando le colate detritiche avvenute in 127 bacini delle Alpi orientali italiane, hanno ricavato un grafico che mette in relazione il volume del debris-flow con l'area del bacino (Figura 5.21). Marchi et al. (2009) hanno inserito il valore ottenuto per il rio Cucco in questo grafico, osservando che l'evento esaminato si trova ai margini superiori del grafico (pallino azzurro in Figura 5.21). Anche la colata

oggetto del presente studio si colloca nella stessa area all'interno del grafico (pallino verde in Figura 5.21).

I risultati ottenuti in termini di idrogramma solido-liquido pongono solide basi per l'applicazione futura della componente idrodinamica al caso studio esaminato.



## Capitolo 6

# Conclusioni e sviluppi futuri

Le colate detritiche sono considerate, tra gli eventi montani, uno dei processi naturali più pericolosi e distruttivi a causa delle loro elevate velocità, delle grandi forze di impatto e delle lunghe distanze di deflusso.

In questa tesi sono state affrontate le problematiche relative alla modellazione fisicamente basata e, in particolare, è stata implementata una catena modellistica che lega gli aspetti idrologici agli aspetti idraulici per poter studiare il fenomeno delle colate detritiche nel suo complesso. L'evento critico di pioggia di innesco viene simulato mediante il modello idrologico semi-distribuito *GEOframe-NewAge*; la successiva propagazione a valle della colata viene invece simulata con il modello idrodinamico *in-house DAM\_DEBRIS*.

L'area di studio esaminata è un'area del bacino del fiume Fella, che si localizza nella parte nord-orientale del Friuli-Venezia Giulia (sulle Alpi Giulie), ed è particolarmente vulnerabile ai fenomeni di *debris-flow* a causa della combinazione di fattori climatici con aspetti morfologici e geologici. L'elevata suscettibilità ai disastri naturali causati dalle precipitazioni rende la modellazione particolarmente importante in quest'area.

La parte montana del bacino idrografico del fiume Fella è costituita da molti piccoli sottobacini che non dispongono di misure di portata e di livello dell'acqua nel canale e, quindi, ci si è trovati a considerare un bacino poco strumentato. In questo contesto, una delle sfide di questo lavoro di tesi è stato verificare se la modellazione idrologica potesse essere affidabile per le previsioni in bacini poco strumentati. Inoltre, per la prima volta dal suo sviluppo, è stata testata la capacità del modello idrologico *GEOframe-NewAge* a riprodurre la risposta idrologica (in termini di idrogramma) ad una risoluzione temporale di 5 minuti. La scelta di una risoluzione così alta è indotta

---

dalla necessità di simulare eventi di precipitazioni intensi che possono indurre l'innesco di colate detritiche.

Nel presente lavoro di tesi sono state messe a punto due configurazioni di simulazioni, al fine di verificare la bontà del modello nel riprodurre l'idrogramma in una sezione interna al bacino, e dunque diversa da quella utilizzata per la calibrazione. In particolare, sono stati presi in esame il bacino del fiume Fella con sezione di chiusura a Pontebba ed un sottobacino interno, ovvero il bacino del torrente Uque con sezione di chiusura a Ugovizza, posta più a monte. L'obiettivo è stato quello di calibrare il modello idrologico con i dati relativi alla sezione di chiusura posta a valle (Pontebba) e validarlo con i dati della sezione interna di Ugovizza. L'alveo del Fella in corrispondenza di Pontebba presenta tuttavia molteplici criticità legate, ad esempio, alla presenza di tre pile di ponte poste in alveo che possono sviluppare profili di rigurgito, al non corretto posizionamento dell'idrometro, in grado di registrare misure affidabili di altezze idrometriche solamente sopra una determinata soglia, e alla geometria della sezione molto irregolare. Sono state condotte indagini in situ, con misure topografiche nella sezione di interesse e misure di velocità, utilizzate in una modellazione idraulica numerica che ha permesso di ricostruire una affidabile scala di deflusso. I risultati, analizzati con la metrica di valutazione NSE (*Nash-Sutcliffe-Efficiency*), hanno dimostrato una accettabile capacità del modello di cogliere l'idrogramma in una sezione di chiusura interna, tenuto conto anche della variabilità spaziale della forzante climatica e della diversa scala spaziale dei bacini in esame. L'analisi ha quindi dimostrato che le simulazioni idrologiche possono essere considerate affidabili anche per sezioni interne poste a monte, in cui non si hanno dati osservati.

La seconda configurazione di simulazioni ha riguardato la calibrazione e validazione del modello idrologico sul bacino del torrente Uque, che non ha presentato, invece, grosse criticità anche grazie alla regolarità sia della sezione che della scabrezza dell'alveo. I risultati, per quest'ultima configurazione, hanno dimostrato la significativa capacità predittiva del modello ed in alcuni casi le prestazioni delle validazioni hanno migliorato i risultati della calibrazione.

L'attenzione si è quindi focalizzata su un ulteriore sottobacino del torrente Uque, che è stato interessato in passato da eventi di colata. Al fine di studiare attraverso la modellazione la colata che si è sviluppata in questo sottobacino nel 2003, è necessario ricavare l'idrogramma della miscela (o solido-liquido) in corrispondenza del punto di innesco della colata. Attraverso il modello *GEOframe-NewAge* calibrato, è stato ricavato l'idrogramma liquido nella sezione di interesse ed, in seguito, l'idrogramma solido-liquido della colata che ha caratterizzato l'evento del 29 agosto 2003, sulla base di formulazioni sperimentali proposte in letteratura. La conoscenza dell'idrogramma rappresentativo del *debris-flow* ha reso possibile la stima del volume solido che è risultato coerente con i valori ottenuti da altri autori per un bacino limitrofo e per il medesimo evento.

Relativamente alla parte di propagazione idraulica, nell'ambito di questa tesi ci si è focalizzati sulla verifica delle nuove routines del modello idrodinamico *in-house DAM\_HYD* del gruppo di ricerca di Idraulica dell'Università di Udine e già ampiamente utilizzato sia in ambito fluviale che lagunare. Il modello, che risolve le equazioni bidimensionali alle acque basse attraverso il metodo ai volumi finiti, è stato

adattato modificando le equazioni di partenza per poter tener conto delle alte pendenze che contraddistinguono i bacini montani. I termini correttivi sono stati inseriti nelle distribuzioni delle pressioni, nel termine relativo alle resistenze al moto e al termine relativo alla pendenza del fondo. Inoltre, nel modello idrodinamico sono state implementate tre leggi reologiche (*Herschel-Bulkley*, *Voellmy* e il modello quadratico di *O'Brien*), che possiedono al loro interno una tensione di soglia, seppur valutata in maniera diversa. Tale aspetto comporta che la colata possa arrestarsi durante la sua propagazione e questo generalmente avviene quando la pendenza del fondo diminuisce, ovvero nelle zone più verso valle. Il modello tiene quindi conto anche del possibile arresto del materiale, che avviene quando le resistenze al moto sono tali da annullare la velocità della colata. Il controllo viene fatto localmente e il materiale depositato entra a far parte del fondo dell'alveo, in modo che la colata possa continuare a defluire fino a che tutto il materiale non si sarà arrestato. Il fatto che la quota del fondo venga modificata dalla fase di deposizione fa sì che la pendenza del fondo debba essere ricalcolata durante l'esecuzione del modello.

Vista la grande difficoltà di reperire dati sul campo, la corretta implementazione di queste leggi reologiche è stata verificata, nell'ambito di questa tesi, riproducendo due test di laboratorio presenti in letteratura, in cui il primo è servito a calibrare i parametri dei tre modelli reologici e il secondo a validarli. I risultati sono stati soddisfacenti, confermando che questo modello potrà essere utilizzato all'interno della catena modellistica sviluppata in questa tesi per lo studio della propagazione delle colte detritiche in situ.

Possibili lavori futuri riguarderanno l'applicazione e validazione della componente di propagazione idrodinamica *DAM\_DEBRIS* al caso studio reale già individuato, analizzando gli eventi storici di colate accaduti nel bacino del torrente Uque, simulando la propagazione a partire dall'idrogramma solido-liquido ottenuto in questa tesi

La catena modellistica, come quella proposta nella presente tesi, in cui spicca l'interdisciplinarietà tra la modellazione idrologica e la modellazione idrodinamica, costituisce uno strumento di previsione da utilizzare, per esempio, in scenari di cambiamento. Inoltre, potrà permettere lo studio di possibili scenari futuri indotti, per esempio, dall'intensificarsi di eventi meteorici particolarmente estremi, fornendo uno strumento consolidato per una efficiente pianificazione territoriale.



# Appendice A

## Metodo ai Volumi Finiti (MVF)

Lo scopo del Metodo ai Volumi Finiti è quello di discretizzare il sistema di equazioni differenziali in ciascuna cella direttamente nello spazio fisico; per questo motivo, particolare importanza viene data al calcolo dei cosiddetti flussi intercella (Toro, 1999 e 2001; LeVeque, 2002; Liang e Marche, 2009; Begnudelli e Sanders, 2007; Valiani et al., 2002).

Considerando l'equazioni 1D alle acque basse in forma vettoriale:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{F}(\mathbf{U})}{\partial x} = \mathbf{S}(\mathbf{U}) \quad (\text{A.1})$$

con  $\mathbf{U} = \begin{bmatrix} h \\ Uh \end{bmatrix}$  il vettore delle variabili di stato,  $\mathbf{F} = \begin{bmatrix} Uh \\ U^2h + \frac{g}{2}h^2 \end{bmatrix}$  il vettore dei flussi in direzione  $x$  e  $\mathbf{S} = \begin{bmatrix} 0 \\ gh(i_f - j) \end{bmatrix}$  il vettore dei termini sorgente dove  $j$  rappresenta la perdita di carico per unità di lunghezza secondo Manning:

$$j = \left( \frac{U}{k_s h^{2/3}} \right)^2 \quad (\text{A.2})$$

e  $i_f$  corrisponde alla pendenza della linea dei carichi piezometrici:

$$i_f = - \frac{\partial z_f}{\partial x} \quad (\text{A.3})$$

Le equazioni 1D alle acque basse rappresentano un sistema di equazioni differenziali alle derivate parziali nello spazio e nel tempo; come già anticipato, esse non vengono integrate analiticamente ma attraverso delle tecniche quali il Metodo ai Volumi Finiti.

Il metodo prevede la discretizzazione del dominio di integrazione in un volume di controllo  $L_i = [x_{i-1/2}, x_{i+1/2}]$  (Figura A.1) e, quindi, l'equazione (A.1) può essere integrata nella cella nel modo seguente:

$$\int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} dx + \int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \frac{\partial \mathbf{F}(\mathbf{U})}{\partial x} dx = \int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \mathbf{S}(\mathbf{U}) dx \quad (\text{A.4})$$

Da cui si ottiene:

$$\frac{d\mathbf{U}_i}{dt} + \frac{(\mathbf{F}_{i+1/2} - \mathbf{F}_{i-1/2})}{\Delta x_i} = \mathbf{S}_i \quad (\text{A.5})$$

dove  $\Delta x_i = x_{i+1/2} - x_{i-1/2}$ ,  $\mathbf{F}_{i+1/2}$  e  $\mathbf{F}_{i-1/2}$  i vettori dei flussi all'intercella  $i + 1/2$  e all'intercella  $i - 1/2$ ,  $\mathbf{U}_i$  e  $\mathbf{S}_i$  sono i valori medi sul volume  $i$ -esimo, quindi funzioni del solo tempo, definiti mediante l'operatore:

$$\frac{1}{x_{i+1/2} - x_{i-1/2}} \int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \mathbf{U} dx \rightarrow \begin{cases} \mathbf{U}_i = \frac{1}{x_{i+1/2} - x_{i-1/2}} \int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} dx \\ \mathbf{S}_i = \frac{1}{x_{i+1/2} - x_{i-1/2}} \int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \frac{\partial \mathbf{S}}{\partial t} dx \end{cases} \quad (\text{A.6})$$

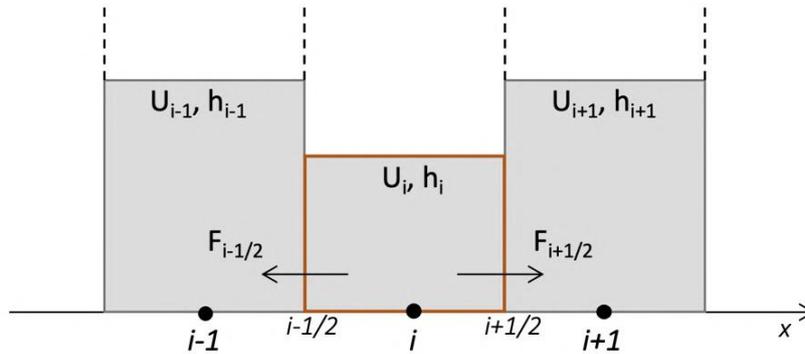


Figura A.1: Schema 1D del Metodo ai Volumi Finiti.

La derivata temporale nell'equazione A.5 può essere discretizzata usando le serie di Taylor e, in questo modo, l'equazione diventerà:

$$\mathbf{U}_i^{n+1} = \mathbf{U}_i^n - \frac{\Delta t}{(x_{i+1/2} - x_{i-1/2})} \left( \mathbf{F}_{i+1/2}^n - \mathbf{F}_{i-1/2}^n \right) + \Delta t \mathbf{S}_i^n \quad (\text{A.7})$$

dove l'apice  $n$  indica il passo temporale  $t^n$ .

Quest'ultima formulazione rappresenta un tipico esempio di discretizzazione al primo ordine del Metodo ai Volumi Finiti; note le variabili vettore  $\mathbf{U}_i^n$  e  $\mathbf{S}_i^n$  all'istante  $t^n$ , il problema principale è il calcolo dei flussi intercella  $\mathbf{F}_{i+\frac{1}{2}}^n$  e  $\mathbf{F}_{i-\frac{1}{2}}^n$ , dopodiché la soluzione all'istante  $t^{n+1} = t^n + \Delta t$  è facilmente riconducibile.

Il calcolo del termine advettivo dei flussi intercella può essere determinato risolvendo il problema di Riemann.

La soluzione al problema di Riemann fa riferimento ad un fondo orizzontale ed inizialmente viene trascurato il termine sorgente.

Riconsiderando l'equazione A.1 si ottiene:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{F}(\mathbf{U})}{\partial x} = 0 \quad (\text{A.8})$$

$$U(x, 0) = \begin{cases} \mathbf{U}_L & \text{se } x < 0 \\ \mathbf{U}_R & \text{se } x > 0 \end{cases} \quad \text{condizioni iniziali}$$

$$\text{dove } \mathbf{U} = \begin{bmatrix} h \\ Uh \\ Vh \end{bmatrix}, \quad \mathbf{F} = \begin{bmatrix} Uh \\ U^2h + g\frac{h^2}{2} \\ UVh \end{bmatrix}$$

Come già ripetuto, il cuore del Metodo ai Volumi Finiti è la stima dei flussi intercella presenti nell'equazione A.1. Per evitare di dover risolvere l'intero problema, si utilizzano dei solutori approssimati di Riemann che possono essere di due tipi:

- *Upwind*: tengono conto della direzione di propagazione delle perturbazioni;
- *Centrati*: non tengono conto della direzione di propagazione delle perturbazioni e, per questo motivo, sono più semplici da implementare.



## Appendice B

### Solutore HLLC

Il metodo HLLC (Alcrudo e Garcia-Navarro, 1993; Audusse et al., 2004) è un solutore *upwind* la *star region* si distingue nella parte sinistra (in verde) e destra (in arancione) (Figura B.1).

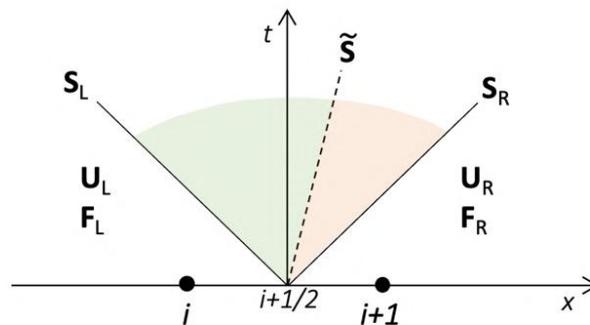


Figura B.1: Schema per il solutore HLLC.

In questo caso si avrà:

$$U(x, t) = \begin{cases} U_L & \text{se } \frac{x}{t} \leq S_L \\ U^{hllc} & \text{se } S_L \leq \frac{x}{t} \leq S_R \\ U_R & \text{se } \frac{x}{t} \geq S_R \end{cases} \quad B.1$$

$$\text{dove: } \begin{cases} U_L^{hllc} & \text{se } S_L \leq \frac{x}{t} \leq \tilde{S} \\ U_R^{hllc} & \text{se } \tilde{S} \leq \frac{x}{t} \leq S_R \end{cases}$$

Per poter stimare le celerità  $\mathcal{S}_L$  e  $\mathcal{S}_R$  è necessario calcolare il valore dell'altezza  $h^*$ . Ai fini pratici, il valore di  $h^*$  viene determinato attraverso due iterazioni, semplificando, così, notevolmente il problema:

1. Si ipotizza di avere doppia rarefazione: se è verificata questa ipotesi il valore dell'altezza è da subito determinato.
2. Se non è verificata l'ipotesi di doppia rarefazione, si ipotizza di avere doppio shock ripetendo così lo stesso procedimento del punto 1.

Una volta determinata  $h^*$ , si procede con la stima delle celerità:

$$\mathcal{S}_L = \begin{cases} \mathbf{U}_L - a_L \sqrt{\frac{h^*(h_L + h^*)}{2h_L^2}} & \text{se } h^* > h_L \text{ (shock)} \\ \mathbf{U}_L - a_L & \text{se } h^* < h_L \text{ (rarefazione)} \end{cases} \quad B.2$$

$$\mathcal{S}_R = \begin{cases} \mathbf{U}_R + a_R \sqrt{\frac{h^*(h_R + h^*)}{2h_R^2}} & \text{se } h^* > h_L \text{ (shock)} \\ \mathbf{U}_R + a_R & \text{se } h^* < h_L \text{ (rarefazione)} \end{cases} \quad B.3$$

con  $a_L = \sqrt{gh_L}$ ,  $a_R = \sqrt{gh_R}$ .

Mentre la celerità  $\tilde{\mathcal{S}}$  è definita con la relazione seguente:

$$\tilde{\mathcal{S}} = \frac{\mathcal{S}_L h_R (\mathbf{U}_R - \mathcal{S}_R) - \mathcal{S}_R h_L (\mathbf{U}_L - \mathcal{S}_L)}{h_R (\mathbf{U}_R - \mathcal{S}_R) - h_L (\mathbf{U}_L - \mathcal{S}_L)} \quad B.4$$

E, quindi, la stima del flusso intercella con il metodo HLLC risulta:

$$F_{i+1/2}^{hllc} = \begin{cases} \mathbf{F}_L & \text{se } 0 \leq \mathcal{S}_L \\ \mathbf{F}_L + \mathcal{S}_L (\mathbf{U}_L^{hllc} - \mathbf{U}_L) & \text{se } \mathcal{S}_L \leq 0 \leq \tilde{\mathcal{S}} \\ \mathbf{F}_R + \mathcal{S}_R (\mathbf{U}_R^{hllc} - \mathbf{U}_R) & \text{se } \tilde{\mathcal{S}} \leq 0 \leq \mathcal{S}_R \\ \mathbf{F}_R & \text{se } 0 \geq \mathcal{S}_R \end{cases} \quad B.5$$

# Indice delle figure

## Capitolo 2 - Le colate detritiche

Figura 2.1: Schematizzazione del percorso seguito da una colata (a); Pendenze tipiche dei canali che hanno interessato fenomeni di debris-flow (b) (VanDine, 1996). .....	6
Figura 2.2: Schematizzazione di un flusso detritico su letto erodibile (Lien e Tsai, 2003). .....	7
Figura 2.3: Rappresentazione della morfologia di un'onda di debris-flow (Pierson, 1986). .....	8
Figura 2.4: Mappe relative al numero di colate detritiche che hanno causato morti (a) e alla media dei decessi per colata detritica (b) (Dowling e Santi,2013). .....	10
Figura 2.5: Istogramma relativo al numero di debris flow fatali per ogni decennio (Dowling e Santi,2013).....	10
Figura 2.6: Istogramma relativo al numero medio di vittime causate dai debris-flow in ogni decennio (Dowling e Santi,2013).....	11
Figura 2.7: Mappa degli eventi di frana (a) e di inondazione (b) avvenuti in Italia nel periodo compreso tra il 1971 e il 2020 (polaris.irpi.cnr.it).....	12
Figura 2.8: Tipologie di movimento franoso avvenuto in Italia (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, progetto IFFI) dove i fenomeni a cinematismo rapido sono cerchiati in blu (isprambiente.gov.it). .....	12
Figura 2.9: Precipitazioni cumulate dei principali episodi avvenuti in Friuli-Venezia Giulia che hanno innescato eventi di debris-flow tra il 1975 e il 1996 (Paronuzzi et al., 1998). .....	13

---

Figura 2.10: Inquadramento geografico delle stazioni pluviometriche presentate da Paronuzzi et al., 1998. ....	14
Figura 2.11: Massime precipitazioni annue riferite alla stazione di Pontebba nel periodo tra i 1925 e il 1995 (Paronuzzi et al., 1988). ....	14
Figura 2.12: Numero di eventi di colata detritica avvenuti tra il 1990 e il 2019 nel bacino del Torrente Moscardo in Friuli Venezia-Giulia (Italia) (Marchi et al., 2021). ....	15
Figura 2.13: Situazione a seguito dell'evento dell'Agosto 2003 nel bacino del fiume Fella: a) Comune di Ugovizza, b) Val Canale-Canal del Ferro, c) Strada Statale 13. ..	17
Figura 2.14: a) Istogramma pioggia oraria registrata a Pontebba il giorno 29 Agosto 2003; b) pioggia cumulata radar del giorno 29 Agosto 2003 (14.00 – 20.00 ora locale). (cmsarpa.regione.fvg.it). ....	17
Figura 2.15: Confronto del risultato ottenuto da Marchi et al. (2009) con la stima del volume di un evento di colata in funzione dell'area del bacino proposta da Marchi e D'Agostino (2004). ....	18
Figura 2.16: Tensioni presenti in una miscela di colata detritica (Petti, 2010). ....	20
Figura 2.17: Classificazione di Pierson e Costa, 1987. ....	24
Figura 2.18: Classificazione di Coussot e Meunier (1996). ....	25
Figura 2.19: Classificazione delle colate detritiche secondo Takahashi. ....	26
Figura 2.20: Moto 1D: distribuzioni delle tensioni e delle velocità. ....	27
Figura 2.21: Schematizzazione della geometria reale del pendio secondo il modello di Voellmy. ....	29
Figura 2.22: Bacino del Torrente Moscardo, Friuli Venezia-Giulia (Arattano et al., 2012). ....	32
Figura 2.23: Soglia pluviometrica empirica; a) condizioni ideali e b) condizioni ideali influenzate dall'incertezza nella stima della precipitazione (Nikolopoulos et al., 2014). ....	33
Figura 2.24: Formulazioni per il calcolo del volume della miscela (linea continua) e del volume solido (linea tratteggiata) che costituisce i debris-flow. ....	37
Figura 2.25: Schema modello Average Channel Slope, ACS. ....	38
Figura 2.26: Esempio di un approccio per lo studio del fenomeno dei debris-flow (Shen et al., 2018). ....	39

Figura 2.27: Classificazione dei modelli idrologici secondo la scala spaziale (dispense del Dip. Scienze della terra e geologico Ambientali, UniBo)..... 41

### **Capitolo 3 - Modellazione “idro-morfodinamica” delle colate detritiche**

Figura 3.1: Framework idro-morfodinamico per lo studio delle colate detritiche proposta in questo lavoro. .... 46

Figura 3.2: Rappresentazione semplificata delle componenti del modello GEOframe-NewAge (Bancheri et al., 2019). .... 48

Figura 3.3: Passaggi per un’analisi geostatistica: a) campione di dati, b) angoli e distanze di tolleranza, c) semivariogramma sperimentale, d) semivariogramma teorico, e) interpolazione spaziale, f) mappa degli errori di stima del kriging (Mert e Dag, 2017). .... 49

Figura 3.4: Output di alcune elaborazioni del DEM: a) direzioni di drenaggio, b) reticolo idrografico, c) curvatura, d) gradiente, e) suddivisione del bacino in sottobacini (<https://osf.io>). .... 50

Figura 3.5: Algoritmo D8 per la determinazione della direzione di drenaggio (Tong et al., 2021). .... 51

Figura 3.6: Schematizzazione del funzionamento del serbatoio della precipitazione/neve in GEOframe-NewAge. .... 52

Figura 3.7: Schematizzazione del funzionamento del serbatoio della vegetazione in GEOframe-NewAge. .... 53

Figura 3.8: Schematizzazione del funzionamento del serbatoio della zona radicale in GEOframe-NewAge. .... 54

Figura 3.9: Schematizzazione del funzionamento del serbatoio del deflusso superficiale in GEOframe-NewAge. .... 55

Figura 3.10: Schematizzazione del funzionamento del serbatoio del ground water in GEOframe-NewAge. .... 55

Figura 3.11: Flowchart dell’algoritmo Shuffled Complex Evolution (SCE, Hay e Umemoto, 2006). .... 58

Figura 3.12: Confronto della formulazione proposta da Gregoretto et al. (2016), linea continua, con la formulazione proposta da Schoklitsch (1962), linea tratteggiata, al variare del diametro dei sedimenti, d. .... 61

---

Figura 3.13: Esempio di idrogramma solido-liquido proposto in letteratura (D'Agostino e Marchi, 2003).....	63
Figura 3.14: a) Idrogramma della portata di piena e del deflusso che contribuisce alla colata detritica; b) idrogramma solido-liquido (Gregoretto et al., 2016). .....	64
Figura 3.15: Problema di Riemann di un fluido a riposo su fondo non orizzontale. ..	66
Figura 3.16: Schema di correzione della C-property nel caso di fondo non orizzontale. ....	67

## Capitolo 4 - Caso studio: modellazione idrologica

Figura 4.1: Bacino del fiume Fella, in Friuli-Venezia Giulia, e i due sottobacini analizzati come caso studio, Uque a Ugovizza e Fella a Pontebba (Arnone et al., 2023). ....	72
Figura 4.2: Distribuzione spaziale della Precipitazione Media Annuale (MAP) nel periodo 1961-2020 nella zona nord-est del Friuli-Venezia Giulia (a), copertura del suolo dal progetto Corin Land Cover (CLC) di Copernicus, aggiornato nel 2018 (Arnone et al., 2023). ....	73
Figura 4.3: Alveo naturale della sezione di chiusura a Pontebba (a) e alveo artificiale della sezione di chiusura di Ugovizza (b). ....	74
Figura 4.4: GPS LEICA System 500 – SR520 (a), stazione totale LEICA TPS TCRA 1103 (b) e prisma di tipo standard (c). ....	75
Figura 4.5: Inquadramento geografico della sezione a Ugovizza (a) e risultato delle misure effettuate in sito per la medesima sezione di chiusura (b). ....	76
Figura 4.6: Inquadramento geografico della sezione a Pontebba (a) e risultato dei rilievi topografici effettuati in sito per la medesima sezione di chiusura (b). ....	76
Figura 4.7: Bacino del fiume Fella, in Friuli-Venezia Giulia, e i due sottobacini analizzati come caso studio, Uque a Ugovizza e Fella a Pontebba. In verde i fenomeni di debris-flow che si sono verificati nel bacino del Fella (Arnone et al., 2023). ....	77
Figura 4.8: Confronto della risoluzione spaziale dei DTM a 1x1 m (a), 2x2 m (b) e 4x4 m (c).....	78
Figura 4.9: Stazioni idro-meteorologiche della rete Micro-SIAP (in rosso) e CAE (in verde) della regione FVG (a) e nella zona nord-est del Friuli-Venezia Giulia (b) (dalla piattaforma OMNIA).....	78
Figura 4.10: Stazione idrometeorologica nel comune di Malborghetto (UD). ....	79
Figura 4.11: Idrometro ad ultrasuoni con tecnologia CAE delle stazioni del Torrente Pontebbana (a), a Pontebba Idro Fella (b) e a Ugovizza (b).....	80

Figura 4.12: Intensità massima (a), pioggia cumulata (b), intensità media (c) e durata (d) degli 829 eventi selezionati.....	81
Figura 4.13: Dati orari di precipitazione e di altezza idrometrica registrati dalla stazione idrometeorologica di Malborghetto (UD) nel periodo tra il 2004 e il 2020. ..	81
Figura 4.14: Dati orari di precipitazione e di altezza idrometrica registrati dalle stazioni idrometeorologiche presenti nel bacino dell'Uque a Ugovizza (UD). .....	82
Figura 4.15: Confronto della serie grezza dell'altezza idrometrica registrata dall'idrometro in corrispondenza della sezione di chiusura di Pontebba (a) con il risultato della serie a seguito dell'applicazione del filtro a media mobile (b). .....	82
Figura 4.16: Regolarità della sezione dell'alveo del torrente Uque in corrispondenza alla sezione di chiusura di Ugovizza. ....	83
Figura 4.17: Scala delle portate per il torrente Uque a Ugovizza (Arnone et al., 2023). .....	84
Figura 4.18: Dettaglio delle celle irregolari della mesh bidimensionale utilizzata nella modellazione idraulica. In figura è riportata la sezione di chiusura di Pontebba. ....	84
Figura 4.19: Dominio della mesh bidimensionale per le simulazioni idrauliche necessarie per la costruzione della scala delle portate nella sezione trasversale a Pontebba. ....	85
Figura 4.20: Profilo della sezione trasversale in corrispondenza della sezione di chiusura di Pontebba, dove $y$ è la misura che si può ricavare dall'altezza idrometrica e $y$ il tirante. ....	86
Figura 4.21: Andamento dei tiranti nelle simulazioni idrauliche con una portata pari a $3 \text{ m}^3/\text{s}$ e $200 \text{ m}^3/\text{s}$ . ....	86
Figura 4.22: Andamento dei tiranti nelle simulazioni idrauliche con una portata pari a $3 \text{ m}^3/\text{s}$ e $200 \text{ m}^3/\text{s}$ , dopo il raggiungimento del moto permanente, in corrispondenza della sezione di chiusura a Pontebba. ....	87
Figura 4.23: Scala delle portate del fiume Fella in corrispondenza della sezione di chiusura a Pontebba ricavata con $n=0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ ed $n=0.05 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ (Arnone et al., 2023). .....	87
Figura 4.24: Discretizzazione spaziale in HRUs del bacino del fiume Fella a Pontebba (a) e il sottobacino del torrente Uque a Ugovizza (b). ....	89
Figura 4.25: Evapotraspirazione calcolata, per il sottobacino 3 della RunB, con la formulazione di Priestley-Taylor per l'evento EV01. ....	91

---

Figura 4.26: Mappa dell'evapotraspirazione annua per la regione FVG, nel quadrato rosso sono evidenziati i range dei valori per l'area del sottobacino del torrente Uque (regione.fvg.it). .....	91
Figura 4.27: Confronto tra i dati di precipitazione registrati dalle stazioni idrometeorologiche di Malborghetto (a), Val Ugovizza (b) e Malga Acomizza (c) con l'interpolazione spaziale effettuata nella RunA mediante tecnica del kriging. ....	92
Figura 4.28: Metodo dei Poligoni di Thiessen per l'interpolazione spaziale dei dati meteorologici per la RunB. ....	93
Figura 4.29: Confronto tra le serie di precipitazione registrata dai 3 pluviometri nel (o vicino) sottobacino del torrente Uque, il valore ottenuto con il metodo di interpolazione spaziale del Kriging e i valori pesati per l'area delle HRU. ....	93
Figura 4.30: Analisi di sensitività del parametro $S_{GW}$ del modello GEOframe-NewAge. ....	94
Figura 4.31: Analisi di sensitività del parametro $u_c$ del modello GEOframe-NewAge. Infine, per il valore minimo e massimo dell'intervallo di calibrazione di ciascun parametro sono stati confrontati in termini di RMSE grazie alla relazione (3.31). ....	95
Figura 4.32: Confronto fra la portata osservata e simulata dal modello GEOframe-NewAge calibrato con i dati di Pontebba (EV04P) per il fiume Fella (a,b) e validato con i dati di Ugovizza (EV04U) del sottobacino dell'Uque (c,d). Vengono riportate le simulazioni continue (a,c) e a scala di evento (b,d). ....	96
Figura 4.33: Confronto fra la portata osservata e simulata dal modello GEOframe-NewAge calibrato con i dati di Ugovizza: calibrazione con EV01 a simulazione continua (a) e a scala di evento (b), validazione con EV02 a simulazione continua (c) e a scala di evento (d) e con EV03 a simulazione continua (e) e a scala di evento (f). ...	99
Figura 4.34: Valori dell'indice NSE ottenuti nelle due configurazioni delle simulazioni (RunA e RunB) confrontando le due calibrazioni con le validazioni, per entrambe le simulazioni continue e a scala di evento. I colori delimitano la classificazione delle prestazioni dei modelli secondo la classificazione proposta da Moriasi et al. (2015) (Arnone et al., 2023). ....	100
Figura 4.35: Idrogrammi di piena per ogni HRU del bacino del torrente Uque (RunB) ottenuti per l'evento EV01; alla sezione di Ugovizza viene riportata anche la portata osservata. Il valore più alto e più basso della portata simulate è stato evidenziato in rosso (Arnone et al., 2023). ....	102

## Capitolo 5 - Caso studio: modellazione idrodinamica e idrogramma solido-liquido

Figura 5.1: Configurazioni dei test riprodotti per le simulazioni idrodinamiche (Chang et al., 2021); un unico piano inclinato (a) e con due piani inclinati separati da una banchina (b).....	104
Figura 5.2: Configurazione del TestA, con $\alpha = 15^\circ$ (a), $20^\circ$ (b) e $25^\circ$ (c). .....	108
Figura 5.3: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della calibrazione di DAM_DEBRIS con reologia di Herschel-Bulkley e con un'inclinazione del canale di $25^\circ$ . Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e).....	110
Figura 5.4: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla calibrazione di DAM_DEBRIS con reologia di Herschel-Bulkley per un'inclinazione del canale di $15^\circ$ (a) e $20^\circ$ (b). .....	110
Figura 5.5: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della calibrazione di DAM_DEBRIS con reologia di Voellmy e con un'inclinazione del canale di $25^\circ$ . Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e).....	112
Figura 5.6: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla calibrazione di DAM_DEBRIS con reologia di Voellmy per un'inclinazione del canale di $15^\circ$ (a) e $20^\circ$ (b).....	112
Figura 5.7: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della calibrazione di DAM_DEBRIS con il modello reologico quadratico e con un'inclinazione del canale di $25^\circ$ . Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e).....	114
Figura 5.8: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla calibrazione di DAM_DEBRIS con il modello reologico quadratico per un'inclinazione del canale di $15^\circ$ (a) e $20^\circ$ (b).....	114
Figura 5.9: Configurazione del TestB, con l'inclinazione dei due tratti del canale di $15^\circ$ (a), $20^\circ$ (b) e $25^\circ$ (c). .....	116
Figura 5.10: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della validazione di DAM_DEBRIS con il modello reologico di Herschel-Bulkley e con un'inclinazione dei due tratti del canale di $25^\circ$ . Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e). .....	117
Figura 5.11: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla validazione di DAM_DEBRIS con il modello reologico di Herschel-Bulkley per un'inclinazione dei due tratti del canale di $15^\circ$ (a) e $20^\circ$ (b). .....	117

---

Figura 5.12: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della validazione di DAM_DEBRIS con reologia di Voellmy e con un'inclinazione dei due tratti del canale di 25°. Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e). .....	118
Figura 5.13: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla validazione di DAM_DEBRIS con reologia di Voellmy per un'inclinazione dei due tratti del canale di 15° (a) e 20° (b). .....	118
Figura 5.14: Andamento del deposito a 1 s (a), 2 s (b), 5 s (c) e 50 s (d) a seguito della validazione di DAM_DEBRIS con il modello reologico quadratico e con un'inclinazione dei due tratti del canale di 25°. Confronto con il risultato del test di laboratorio ottenuto da Chang et al. (2021) (e). .....	119
Figura 5.15: Risultati, in termini di deposito, ottenuti dalla validazione di DAM_DEBRIS con il modello reologico quadratico per un'inclinazione dei due tratti del canale di 15° (a) e 20° (b). .....	119
Figura 5.16: Eventi di debris-flow avvenuti nell'agosto del 2003 nel bacino del torrente Uque (a) e la colata detritica che ha causato l'alluvione del centro abitato di Ugovizza (b). .....	121
Figura 5.17: Risultati della simulazione idrologica per l'evento dell'agosto del 2003 per l'intero bacino dell'Uque (a) e per il sottobacino individuato per le analisi preliminari(b). .....	122
Figura 5.18: Sezione longitudinale dei due tratti che costituiscono il sottobacino di interesse. ....	122
Figura 5.19: Analisi granulometrica effettuata da Boniello et al. (2010) ed individuazione del diametro medio dei sedimenti per il caso in esame. ....	123
Figura 5.20: Idrogramma solido-liquido del debris-flow avvenuto il 29 agosto 2003 nel bacino del torrente Uque. ....	124
Figura 5.21: Diagramma proposto da D'Agostino e Marchi (2001) che mette in relazione il volume della colata con l'area del bacino, modificato da Marchi et al. (2009) in cui si riporta, in verde, il valore del volume stimato nel presente lavoro di tesi. .	124
 <b>Appendice A - Metodo ai Volumi Finiti (MVF)</b>	
Figura A.1: Schema 1D del Metodo ai Volumi Finiti. ....	132
 <b>Appendice B - Solutore HLLC</b>	
Figura B.1: Schema per il solutore HLLC. ....	135

# Indice delle tabelle

## Capitolo 2 - Le colate detritiche

Tabella 2.1: Caratteristiche fisiche di eventi di colata detritica avvenuti tra il 1990 e il 2019 nel bacino del Torrente Moscardo in Friuli Venezia-Giulia (Italia) (Marchi et al., 2021). .....	16
Tabella 2.2: Valori di precipitazione e portata per i bacini esaminati da Borga et al. (2007). NA (Not Available) fa riferimento ai dati non disponibili e l'asterisco ai dati stimati. ....	18
Tabella 2.3: Classificazione di Cruden & Varnes (Varnes, 1978; Cruden e Varnes, 1996). .....	22
Tabella 2.4: Classificazione delle diverse tipologie di colata (Evans et al., 2001). .....	23
Tabella 2.5: Dispositivi e metodi di monitoraggio e prestazione per la previsione dell'allerta delle colate detritiche (Itakura et al., 2005). .....	31
Tabella 2.6: Valori dei parametri $\alpha$ e $\beta$ assunti in letteratura. ....	34
Tabella 2.7: Valori che assume il parametro $V_r$ . .....	35
Tabella 2.8: Classe litologica con relativo punteggio per il calcolo dell'indice geologico I.G. ....	35

## Capitolo 3 - Modellazione "idro-morfodinamica" delle colate detritiche

Tabella 3.1: Elenco dei parametri su cui si basa il modello idrologico GEOframe-NewAge (Bancheri et al., 2019). .....	56
---	----

---

## Capitolo 4 - Caso studio: modellazione idrologica

Tabella 4.1: Caratteristiche geomorfologiche dei due sottobacini del fiume Fella considerati: Uque a Ugovizza e Fella a Pontebba. ....	73
Tabella 4.2: Specifiche tecniche nominali della stazione totale LEICA TPS TCRA 1103 della Leica Geosystem (agea.info). ....	75
Tabella 4.3: Caratteristiche dell'alveo in corrispondenza delle due sezioni di chiusura di interesse ricavate grazie alle indagini sul campo. ....	77
Tabella 4.4: Specifiche tecniche nominali dell'idrometro ad ultrasuoni ULM30 con tecnologia CAE. ....	79
Tabella 4.5: Relazioni della scala delle portate per i due coefficienti di Manning, $n$ , scelti. ....	87
Tabella 4.6: Dettagli delle due configurazioni sviluppate per la modellazione idrologica. ....	89
Tabella 4.7: Durata, precipitazione cumulata, intensità massima, media e picco della portata degli eventi selezionati. ....	90
Tabella 4.8: Valori dell'indice RMSE per valutare la sensitività dei parametri su cui si basa GEOframe-NewAge, in rosso i parametri a cui il modello risulta sensibile. ....	95
Tabella 4.9: Valori dei parametri calibrati per le due configurazioni (RunA e RunB). ....	100
Tabella 4.10: Valori dell'indice NSE, RMSE, PBIAS per i cinque eventi selezionati. ....	101

## Capitolo 5 - Caso studio: modellazione idrodinamica e idrogramma solido-liquido

Tabella 5.1: Risultati ottenuti nei test di laboratorio effettuati da Chang et al. (2021). ....	105
Tabella 5.2: Caratteristiche del TestA e TestB. ....	107
Tabella 5.3: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di $\tau_0$ in termini di larghezza, $b$ , e lunghezza, $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di 25° e la reologia di Herschel-Bulkley. In rosso si evidenziano i risultati a cui corrisponde un valore di $\tau_0$ che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021). ....	109
Tabella 5.4: Risultati della calibrazione ottenuti al variare della tensione di soglia $\tau_0$ in termini di lunghezza, $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di 20° e la reologia di Herschel-Bulkley. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di $\tau_0$ che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021). ....	109

Tabella 5.5: Risultati della calibrazione ottenuti al variare della tensione di soglia $\tau_0$ in termini di lunghezza, $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di $15^\circ$ e la reologia di Herschel-Bulkley. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di $\tau_0$ che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021). .....	109
Tabella 5.6: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di $\varphi$ in termini di larghezza, $b$ , e lunghezza, $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di $25^\circ$ e la reologia di Voellmy. In rosso si evidenziano i risultati a cui corrisponde un valore di $\varphi$ che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021). .....	111
Tabella 5.7: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di $\varphi$ in termini di lunghezza, $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di $20^\circ$ e la reologia di Voellmy. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di $\varphi$ che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021). .....	111
Tabella 5.8: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di $\varphi$ in termini di lunghezza, $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di $15^\circ$ e la reologia di Voellmy. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di $\varphi$ che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021). .....	111
Tabella 5.9: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di $\mu$ in termini di larghezza, $b$ , e lunghezza, $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di $25^\circ$ e il modello reologico quadratico. In rosso si evidenziano i risultati a cui corrisponde un valore di $\mu$ che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021). .....	113
Tabella 5.10: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di $\mu$ in termini di lunghezza, $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di $20^\circ$ e il modello reologico quadratico. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di $\mu$ che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021). .....	113
Tabella 5.11: Risultati della calibrazione ottenuti al variare di $\mu$ in termini di lunghezza, $L$ , del deposito considerando la pendenza del canale di $15^\circ$ e il modello reologico quadratico. In rosso si evidenzia il risultato a cui corrisponde un valore di $\mu$ che riproduce al meglio i risultati ottenuti da Chang et al. (2021). .....	113
Tabella 5.12: Risultati della calibrazione ottenuti con i tre modelli reologici implementati in DAM_DEBRIS, in termini di velocità massima, altezza massima, lunghezza massima raggiunta dal debris-flow e larghezza del deposito. ....	115
Tabella 5.13: Valore dei parametri di ogni modello reologico e per ogni inclinazione del canale. Evidenziati in rosso i parametri oggetto di calibrazione. ....	115
Tabella 5.14: Risultati della validazione ottenuti con i tre modelli reologici implementati in DAM_DEBRIS, in termini di velocità e lunghezza massima raggiunta dal debris-flow e larghezza del deposito. ....	120

---

Tabella 5.15: Risultati della validazione in termini di lunghezza ( $L$ ) e larghezza massima ( $b$ ) ottenute da Chang et al. (), lunghezza ( $L_{\text{mod}}$ ), larghezza massima ( $b_{\text{mod}}$ ) ottenute nel TestB ed errori relativi..... 120

## Sitografia

<https://ingvambiente.com/2022/08/12/lalluvione-di-stromboli-del-12-agosto-2022/>

[https://www.isprambiente.gov.it/files2022/pubblicazioni/rapporti/rapporto\\_dissesto\\_idrogeologico\\_italia\\_ispra\\_356\\_2021\\_finale\\_web.pdf](https://www.isprambiente.gov.it/files2022/pubblicazioni/rapporti/rapporto_dissesto_idrogeologico_italia_ispra_356_2021_finale_web.pdf)

<http://cmsarpa.regione.fvg.it/cms/tema/osmer/news/13-anni-fa-lalluvione-in-Valcanale.html>

<https://osf.io/fh7sz>

<https://osf.io/rdcgs>

<https://osf.io/n5mcy>

<https://irdat.regione.fvg.it/CTRN/ricerca-cartografia/>

<http://cmsarpa.regione.fvg.it/cms/tema/osmer/news/Tutti-i-dati-idro-nivo-meteorologici-in-OMNIA.html>

[https://www.cae.it/upload/products/pdf/ulm30/Idrometro\\_Ultrasuoni\\_ULM30.pdf](https://www.cae.it/upload/products/pdf/ulm30/Idrometro_Ultrasuoni_ULM30.pdf)

[https://www.regione.fvg.it/rafvig/export/sites/default/RAFVG/ambiente-territorio/pianificazione-gestione-territorio/FOGLIA20/FOGLIA22/allegati/2\\_-\\_Analisi\\_conoscitiva.pdf](https://www.regione.fvg.it/rafvig/export/sites/default/RAFVG/ambiente-territorio/pianificazione-gestione-territorio/FOGLIA20/FOGLIA22/allegati/2_-_Analisi_conoscitiva.pdf)

<https://polaris.irpi.cnr.it/wp-content/uploads/rapporto-semester-2022.pdf>

---

<https://www.inadef.com/casi-studio/torrente-moscardo/>

[http://www.agea.info/usato/TPS1100\\_it.pdf](http://www.agea.info/usato/TPS1100_it.pdf)

[https://www.snpambiente.it/wp-content/uploads/2022/03/meteo.fvg\\_2021-riepilogo\\_it.pdf](https://www.snpambiente.it/wp-content/uploads/2022/03/meteo.fvg_2021-riepilogo_it.pdf)

## Bibliografia

- Abera, W., Formetta, G., Borga, M., & Rigon, R. (2017a). Estimating the water budget components and their variability in a pre-alpine basin with JGrass-NewAGE. *Advances in water resources*, 104, 37-54.
- Abera, W., Formetta, G., Brocca, L., & Rigon, R. (2017b). Modeling the water budget of the Upper Blue Nile basin using the JGrass-NewAge model system and satellite data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(6), 3145-3165.
- Alcrudo, F., & Garcia-Navarro, P. (1993). A high-resolution Godunov-type scheme in finite volumes for the 2D shallow-water equations. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 16(6), 489-505.
- Alessandrini, F., & Frosio, C. (2007). Designed to save time. *International Water Power & Dam Construction*, Water power magazine. October 2007.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome*, 300(9), D05109.
- Ancey, C. (2001). Dry granular flows down an inclined channel: Experimental investigations on the frictional-collisional regime. *Physical Review E*, 65(1), 011304.
- Arattano, M., & Marchi, L. (2008). Systems and sensors for debris-flow monitoring and warning. *Sensors*, 8(4), 2436-2452.
- Arattano, M., Marchi, L., & Cavalli, M. (2012). Analysis of debris-flow recordings in an instrumented basin: confirmations and new findings. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(3), 679-686.
- Armanini, A., Fraccarollo, L., & Rosatti, G. (2009). Two-dimensional simulation of debris flows in erodible channels. *Computers & Geosciences*, 35(5), 993-1006.

- Arnone, E., Zoratti, V., Formetta, G., Bosa, S., & Petti, M. (2023). Predicting peakflows in mountain river basins and data-scarce areas: a case study in the northeastern Italy. *Hydrological Sciences Journal*. doi.org/10.1080/02626667.2022.2162408.
- Audusse, E., Bouchut, F., Bristeau, M.-O., Klein, R., & Perthame, B. t. (2004). A fast and stable well-balanced scheme with hydrostatic reconstruction for shallow water flows. *SIAM Journal on Scientific Computing*, 25(6), 2050-2065.
- Aulitzky, H. (1972). Vorläufige Wildbach-Gefährlichkeits-Klassifikation für Schwemmkegel. *Osterreichische Wasserwirtschaft*, 24, 1-3.
- Aye, Z., Jaboyedoff, M., Derron, M., Van Westen, C., Hussin, H., Ciurean, R., . . . Pasuto, A. (2016). An interactive web-GIS tool for risk analysis: a case study in the Fella River basin, Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(1), 85-101.
- Baggio, T., Mergili, M., & D'Agostino, V. (2021). Advances in the simulation of debris flow erosion: The case study of the Rio Gere (Italy) event of the 4th August 2017. *Geomorphology*, 381, 107664.
- Bagnold, R. A. (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 225(1160), 49-63.
- Bancheri, M., Rigon, R., & Manfreda, S. (2019). The GEOframe-NewAge Modelling System Applied in a Data Scarce Environment. *Water*, 12(1), 86.
- Bancheri, M., Serafin, F., Bottazzi, M., Abera, W., Formetta, G., & Rigon, R. (2018). The design, deployment, and testing of kriging models in GEOframe with SIK-0.9. *8. Geoscientific Model Development*, 11(6), 2189-2207.
- Bathurst, J., Burton, A., & Ward, T. (1997). Debris flow run-out and landslide sediment delivery model tests. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123(5), 410-419.
- Begnudelli, L., & Sanders, B. F. (2007). Simulation of the St. Francis dam-break flood. *Journal of Engineering Mechanics*, 133(11), 1200-1212.
- Bendat, J. S., & Piersol, A. G. (2011). *Random data: analysis and measurement procedures*: John Wiley & Sons.
- Bianco, G., & Franzi, L. (2000). Estimation of debris flow volumes from storm events. *Proc. Debris Flow Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Balkema, Rotterdam.
- Bingham, E. C., & Green, H. (1919). Plastic Material and not a Viscous Liquid. *The Measurement of its Mobility and yield value*, *Proc. Amer. Soc. Test Mater.* 20 (2), 640-675.
- Blasone, G., Cavalli, M., & Cazorzi, F. (2015). Debris-flow monitoring and geomorphic change detection combining laser scanning and fast photogrammetric surveys in the Moscardo catchment (Eastern Italian Alps). In *Engineering Geology for Society and Territory-Volume 3* (pp. 51-54): Springer.
- Blasone, G., Cavalli, M., Marchi, L., & Cazorzi, F. (2014). Monitoring sediment source areas in a debris-flow catchment using terrestrial laser scanning. *Catena*, 123, 23-36.
- Boccali, C., Calligaris, C., Zini, L., Cucchi, F., & Lapasin, R. (2015). Comparison of scenarios after ten years: the influence of input parameters in Val Canale valley

- (Friuli Venezia Giulia, Italy). In *Engineering Geology for Society and Territory-Volume 2* (pp. 525-529): Springer.
- Boniello, M., Calligaris, C., Lapasin, R., & Zini, L. (2010). Rheological investigation and simulation of a debris-flow event in the Fella watershed. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(5), 989-997.
- Borga, M., Boscolo, P., Zanon, F., & Sangati, M. (2007). Hydrometeorological analysis of the 29 August 2003 flash flood in the Eastern Italian Alps. *Journal of hydrometeorology*, 8(5), 1049-1067.
- Bosa, S., Petti, M., Lubrano, F., & Pascolo, S. (2016). Finite volume morphodynamic model useful in coastal environment. *Procedia engineering*, 161, 1887-1892.
- Bottino, G., & Crivellari, R. (1998). *Analisi di colate detritiche connesse con l'evento alluvionale del 5-6 novembre 1994 nell'Anfiteatro Morenico di Ivrea*. Paper presented at the Atti del Convegno "Rischio idrogeologico, opere di difesa ed uso del territorio nel Canavese", Ivrea 8-9 Maggio 1998.
- Bovis, M. J., & Jakob, M. (1999). The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(11), 1039-1054.
- Brath, A., Montanari, A., Moretti, G., & Toth, E. (2001). *Comparing the calibration requirements and the simulation performances of lumped and distributed hydrological models: an Italian case study*. Paper presented at the AGU Spring Meeting Abstracts.
- Caine, N. (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska annaler: series A, physical geography*, 62(1-2), 23-27.
- Calligaris, C., Boniello, M. A., & Zini, L. (2008). Debris flow modelling in Julian Alps using FLO-2D. *WIT Transactions on Engineering Sciences*, 60, 81-88.
- Calligaris, C., Nicola, G., Casagrande, G., Zini, L., & Cucchi, F. (2017). *Debris Flow Hazard Assessment (Cave del Predil—NE Italy)*. Paper presented at the Workshop on World Landslide Forum.
- Calligaris, C., & Zini, L. (2012). Debris flow phenomena: a short overview. *Earth Sciences*, 71-90.
- Calligaris, C., Zini, L., & Cucchi, F. (2012). Debris flow rainfall thresholds in Val Canale Valley: first steps into their redefinition. *WIT Transactions on Engineering Sciences*, 73, 49-57.
- Caracciolo, D., Arnone, E., Conti, F. L., & Noto, L. V. (2017). Exploiting historical rainfall and landslide data in a spatial database for the derivation of critical rainfall thresholds. *Environmental Earth Sciences*, 76(5), 1-16.
- Caracciolo, D., Arnone, E., & Noto, L. V. (2014). Influence of spatial precipitation sampling on hydrological response at the catchment scale. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(3), 544-553.
- Carulli, G. B. (2006). Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia, scala 1:150000. Regione Friuli Venezia Giulia, S.EL.CA. Firenze. A cura della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico.
- Cavalli, M., Marchi, L., Sangati, M., Zanon, F., & Borga, M. (2007). Erosione e trasporto dei sedimenti durante una piena improvvisa: l'evento del Rio Cucco, 29 agosto 2003. *Quaderni di Idronomia Montana*, 27, 231-245.
- Cazorzi, F. (2002). HyGrid2k (Hydrological grid) [www.dpvta.uniud.it/cazorzi](http://www.dpvta.uniud.it/cazorzi). Università degli Studi di Udine.

- Cazorzi, F., & Dalla Fontana, G. (1992). L'utilizzo dei sistemi informativi geografici nello studio idrologico di bacino. *Quaderni di idronomia montana*, 83-115.
- Cazorzi, F., & Dalla Fontana, G. (1996). Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology*, 181(1-4), 169-187.
- Cesca, M., & D'Agostino, V. (2008). Comparison between FLO-2D and RAMMS in debris-flow modelling: a case study in the Dolomites. *WIT Transactions on Engineering Sciences*, 60, 197-206.
- Ceschia, M., Micheletti, S., & Carniel, R. (1991). Rainfall over Friuli-Venezia Giulia: high amounts and strong geographical gradients. *Theoretical and applied climatology*, 43(4), 175-180.
- Chang, H., Ryou, K., & Lee, H. (2021). Debris flow characteristics in flume experiments considering berm installation. *Applied Sciences*, 11(5), 2336.
- Chang, S. Y. (2003). Evaluation of a system for detecting debris flows and warning road traffic at bridges susceptible to debris-flow hazard. . *Proceedings of the Third International Conference on Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Davos, 10-12 September, 2003*, 731-742.
- Chaudhry, M. H. (2007). *Open-channel flow*: Springer Science & Business Media.
- Chow, V. T. (1959). *Open-channel hydraulics*. McGraw-Hill, New York.
- Clarizia, M., Gullà, G., & Sorbino, G. (1996). Sui meccanismi di innesco dei soil slip. *Int. Conf. Prevention of Hydrogeological Hazards: The Role of Scientific Research (Luino F, ed)*, 1, 585-597.
- Coussot, P., Laigle, D., Arattano, M., Deganutti, A., & Marchi, L. (1998). Direct determination of rheological characteristics of debris flow.
- Coussot, P., & Meunier, M. (1996). Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews*, 40(3-4), 209-227.
- Crosta, G. (1989). A study of slope movements caused by heavy rainfall in Valtellina (Italy - July 1987). *Proc. 6th Int. Conf. and Field Workshop on Landslides ALPS 90 (Cancelli A, ed)*. Milano: *Ricerca Scientifica ed Educazione Permanente*, 247-258.
- Cruden, D., & Hu, X. (1993). Exhaustion and steady state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology*, 8(4), 279-285.
- Cruden, D. M. (1993). Cruden, DM, Varnes, DJ, 1996, Landslide Types and Processes, Transportation Research Board, US National Academy of Sciences, Special Report, 247: 36-75. *Landslides Eng. Pract*, 24, 20-47.
- Cucchiario, S., Cazorzi, F., Marchi, L., Crema, S., Beinat, A., & Cavalli, M. (2019). Multi-temporal analysis of the role of check dams in a debris-flow channel: Linking structural and functional connectivity. *Geomorphology*, 345, 106844.
- Cunge, J. (1969). On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). *Journal of Hydraulic Research*, 7(2), 205-230.
- D'Agostino, V., Cerato, M., & Coali, R. (1996). *Il trasporto solido di eventi estremi nei torrenti del Trentino Orientale*. Paper presented at the International Symposium Interpraevent, Garmisch-Partenkirchen, Germany.

- D'Agostino, V., & Marchi, L. (2001). Debris flow magnitude in the Eastern Italian Alps: data collection and analysis. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science*, 26(9), 657-663.
- D'Agostino, V., & Marchi, L. (2003). Geomorphological estimation of debris-flow volumes in alpine basins. *Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction, and assessment*.
- Deganutti, A. M., Tecca, P. R., & Nigro, G. (2018). Comparative numerical modelling of a debris-flow fan in the Eastern Italian Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 440(1), 201-213.
- Dickinson, R. E. (1984). Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate processes and climate sensitivity*, 29, 58-72.
- Dowling, C. A., & Santi, P. M. (2014). Debris flows and their toll on human life: a global analysis of debris-flow fatalities from 1950 to 2011. *Natural hazards*, 71(1), 203-227.
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. K. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, 158(3-4), 265-284.
- Eberhart, R., & Kennedy, J. (1995). *Particle swarm optimization*. Paper presented at the Proceedings of the IEEE international conference on neural networks.
- Egashira, S., Ashida, K., Yajima, H., & Takahama, J. (1989). Constitutive equations of debris flow. *Ann., disaster prevention res. inst., No. 32B-2, Kyoto Univ., Kyoto, Japan*, 487-501.
- Egashira, S., Honda, N., & Itoh, T. (2001). Experimental study on the entrainment of bed material into debris flow. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science*, 26(9), 645-650.
- Einstein, H. A., & Chien, N. (1955). Effects of heavy sediment concentration near the beds on velocity and sediment distribution. *MRD Series No. 8, U.S. Army Engrg. Div., Missouri River, Corps of Engrs., Omaha, Nebr., Aug.*
- Einstein, H. H. (1988). Special lecture: Landslide risk assessment procedure. *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides. Lousanne, Switzerland*, 2, 1075-1090.
- Evans, S., Bovis, M., & Hutchinson, J. (2001). Landslides of the Flow Type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3), 221-238.
- Feltrin, T. (2002). Bruschi transitori nelle correnti a superficie libera: sviluppo di un modello numerico ai volumi finiti. *Università degli Studi di Udine*.
- Flumignan, M. (2002). Bruschi transitori nelle correnti a superficie libera: crollo della diga di Malpasset. *Università degli Studi di Udine*.
- Formetta, G., Antonello, A., Franceschi, S., David, O., & Rigon, R. (2014). Hydrological modelling with components: A GIS-based open-source framework. *Environmental Modelling & Software*, 55, 190-200.
- Formetta, G., Bancheri, M., David, O., & Rigon, R. (2016). Performance of site-specific parameterizations of longwave radiation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(11), 4641-4654.
- Formetta, G., Kampf, S. K., David, O., & Rigon, R. (2014). Snow water equivalent modeling components in NewAge-JGrass. *Geoscientific Model Development*, 7(3), 725-736.

- Formetta, G., Mantilla, R., Franceschi, S., Antonello, A., & Rigon, R. (2011). The JGrass-NewAge system for forecasting and managing the hydrological budgets at the basin scale: models of flow generation and propagation/routing. *Geoscientific Model Development*, 4(4), 943-955.
- Franzi, L. (2000). Correnti iperconcentrate in ambiente montano: aspetti modellistici.
- Fredlund, D., Morgenstern, N. R., & Widger, R. (1978). The shear strength of unsaturated soils. *Canadian geotechnical journal*, 15(3), 313-321.
- Gregoretto, C., Degetto, M., Bernard, M., & Boreggio, M. (2018). The debris flow occurred at Ru Secco Creek, Venetian Dolomites, on 4 August 2015: analysis of the phenomenon, its characteristics and reproduction by models. *Frontiers in Earth Science*, 6, 80.
- Gregoretto, C., Degetto, M., Bernard, M., Crucil, G., Pimazzoni, A., De Vido, G., . . . Lanzoni, S. (2016). Runoff of small rocky headwater catchments: Field observations and hydrological modeling. *Water Resources Research*, 52(10), 8138-8158.
- Gregoretto, C., Degetto, M., & Boreggio, M. (2016). GIS-based cell model for simulating debris flow runout on a fan. *Journal of Hydrology*, 534, 326-340.
- Gregoretto, C., & Fontana, G. D. (2008). The triggering of debris flow due to channel-bed failure in some alpine headwater basins of the Dolomites: Analyses of critical runoff. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(13), 2248-2263.
- Gregoretto, C., Stancanelli, L. M., Bernard, M., Boreggio, M., Degetto, M., & Lanzoni, S. (2019). Relevance of erosion processes when modelling in-channel gravel debris flows for efficient hazard assessment. *Journal of Hydrology*, 568, 575-591.
- Grisotto, S. (2001). L'innescò delle colate detritiche in ambiente alpino: una metodologia d'analisi del fenomeno.
- Guzzetti, F., Gariano, S. L., Peruccacci, S., Brunetti, M. T., Marchesini, I., Rossi, M., & Melillo, M. (2020). Geographical landslide early warning systems. *Earth-Science Reviews*, 200, 102973.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., & Stark, C. P. (2007). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and atmospheric physics*, 98(3), 239-267.
- Hampel, R. (1977). Geschiebewirtschaft in Wildbachen [sediment budget of torrents] Wildbach-und Lawinenverbau (in German). 41, 3-34.
- Hashimoto, H., Tsubaki, T., & Nakayama, H. (1978). Experimental consideration on debris flow (in Japanese). *Proc. 33rd National Meeting of JSCE*, 574-575.
- Hay, L. E., Leavesley, G. H., Clark, M. P., Markstrom, S. L., Viger, R. J., & Umemoto, M. (2006). Step wise, multiple objective calibration of a hydrologic model for a snowmelt dominated basin 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 42(4), 877-890.
- Hay, L. E., & Umemoto, M. (2006). *Multiple-objective stepwise calibration using Luca*: US Geological Survey Reston, VA, USA.
- Herschel, W. H., & Bulkley, R. (1926). Über die viskosität und elastizität von solen. *Am. Soc. Test. Mat.*, 26, 621-633.
- Hock, R. (1999). A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of glaciology*, 45(149), 101-111.

- Hungr, O., Morgan, G., & Kellerhals, R. (1984). Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Canadian geotechnical journal*, 21(4), 663-677.
- Hürlimann, M., Coviello, V., Bel, C., Guo, X., Berti, M., Graf, C., . . . Yin, H.-Y. (2019). Debris-flow monitoring and warning: Review and examples. *Earth-Science Reviews*, 199, 102981.
- Innes, J. L. (1983). Debris flows. *Progress in physical geography*, 7(4), 469-501.
- Itakura, Y., Inaba, H., & Sawada, T. (2005). A debris-flow monitoring devices and methods bibliography. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5(6), 971-977.
- Ivanov, V. Y., Vivoni, E. R., Bras, R. L., & Entekhabi, D. (2004a). Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model. *Water Resources Research*, 40(11).
- Ivanov, V. Y., Vivoni, E. R., Bras, R. L., & Entekhabi, D. (2004b). Preserving high-resolution surface and rainfall data in operational-scale basin hydrology: a fully-distributed physically-based approach. *Journal of Hydrology*, 298(1-4), 80-111.
- Iverson, R. M. (2003). The debris-flow rheology myth. *Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction, and assessment*, 1, 303-314.
- Jan, C.-D., & Shen, H. W. (1997). Review Dynamic Modeling of Debris Flows.
- Jenson, S. K., & Domingue, J. O. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 54(11), 1593-1600.
- Johnson, A. M. (1965). A model for debris flow, Ph.D. dissertation. *Pa. State Univ., State College*.
- Kennedy, J., & Eberhart, R. (1995). *Particle swarm optimization*. Paper presented at the Proceedings of ICNN'95-international conference on neural networks.
- Koerner, H. J. (1976). Reichweite und Geschwindigkeit von Bergstürzen und Fleis-Schneelawinen. *Rock Mechanics*, 8, 225-256.
- Kokkonen, T., Koivusalo, H., Jakeman, T., & Norton, J. (2006). Construction of a degree-day snow model in the light of the ten iterative steps in model development.
- Kronfellner-Kraus, G. (1984). Extreme Feststofffrachten und Grabenbildungen von Wildbachen [extreme sediment load and erosion torrents] (in German). *Proc. Int. Symp. Interpraevent, Villach, Austria, Bd. 2*, 109-118.
- Laigle, D., & Coussot, P. (1997). Numerical modeling of mudflows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123(7), 617-623.
- Lanzoni, S., Gregoretto, C., & Stancanelli, L. M. (2017). Coarse-grained debris flow dynamics on erodible beds. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(3), 592-614.
- Lepore, C., Arnone, E., Noto, L., Sivandran, G., & Bras, R. (2013). Physically based modeling of rainfall-triggered landslides: a case study in the Luquillo forest, Puerto Rico. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(9), 3371-3387.
- LeVeque, R. J. (2002). *Finite volume methods for hyperbolic problems* (Vol. 31): Cambridge university press.
- Liang, Q., & Marche, F. (2009). Numerical resolution of well-balanced shallow water equations with complex source terms. *Advances in water resources*, 32(6), 873-884.

- Lien, H.-P., & Tsai, F.-W. (2003). Sediment concentration distribution of debris flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(12), 995-1000.
- Longoni, L., Ivanov, V. I., Brambilla, D., Radice, A., & Papini, M. (2016). Analysis of the temporal and spatial scales of soil erosion and transport in a mountain basin.
- Major, J. (1996). Depositional processes in large-scale debris-flow experiments.
- Major, J. J. (1996). *Experimental studies of deposition by debris flows: Process, characteristics of deposits, and effects of pore-fluid pressure*: University of Washington.
- 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.
- Marchi, L., Cavalli, M., Sangati, M., & Borga, M. (2009). Hydrometeorological controls and erosive response of an extreme alpine debris flow. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(19), 2714-2727.
- Marchi, L., Cazorzi, F., Arattano, M., Cucchiario, S., Cavalli, M., & Crema, S. (2021). Debris flows recorded in the Moscardo catchment (Italian Alps) between 1990 and 2019. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21(1), 87-97.
- 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.
- Marchi, L., & Tecca, P. (1996a). Hill-slope debris flows in the dolomites: characteristics and associated risk
- Marchi, L., & Tecca, P. (1996b). Magnitudo delle colate detritiche nelle Alpi Orientali Italiane. *Geingegneria Ambientale e Mineraria*, 33(2/3), 79-86.
- Marchi, L., & Tecca, P. R. (2013). Debris-flow monitoring in Italy. In *Dating Torrential Processes on Fans and Cones* (pp. 309-318): Springer.
- Mariis. (2006). Debris flow, Available from <http://www.unicaen.fr/mountainrisks/>.
- McCuen, R. H., Knight, Z., & Cutter, A. G. (2006). Evaluation of the Nash–Sutcliffe Efficiency Index.
- Mert, B. A., & Dag, A. (2017). A computer program for practical semivariogram modeling and ordinary kriging: a case study of porosity distribution in an oil field. *Open Geosciences*, 9(1), 663-674.
- Moriasi, D. N., Gitau, M. W., Pai, N., & Daggupati, P. (2015). Hydrologic and water quality models: Performance measures and evaluation criteria. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1763-1785.
- Moser, J. (2003). Hochwasser am Vorderberger Wildbach (in German). *Amt der Kärntner Landesregierung, Abteilung 18 Wasserwirtschaft*, 15 pp.
- Nakagawa, H., & Takahashi, T. (1997). *Estimation of a debris flow hydrograph and hazard area*. Paper presented at the First International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, San Francisco, CA.
- Ni, Y., Cao, Z., & Liu, Q. (2019). Mathematical modeling of shallow-water flows on steep slopes. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 67(3), 252-259.
- Nikolopoulos, E. I., Anagnostou, E. N., Borga, M., Vivoni, E. R., & Papadopoulos, A. (2011). Sensitivity of a mountain basin flash flood to initial wetness condition and rainfall variability. *Journal of Hydrology*, 402(3-4), 165-178.

- Nikolopoulos, E. I., Crema, S., Marchi, L., Marra, F., Guzzetti, F., & Borga, M. (2014). Impact of uncertainty in rainfall estimation on the identification of rainfall thresholds for debris flow occurrence. *Geomorphology*, 221, 286-297.
- Norbiato, D., Borga, M., Sangati, M., & Zanon, F. (2007). Regional frequency analysis of extreme precipitation in the eastern Italian Alps and the August 29, 2003 flash flood. *Journal of Hydrology*, 345(3-4), 149-166.
- O'Brien, J. S., & Julien, P. Y. (1988). Laboratory analysis of mudflow properties. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(8), 877-887.
- O'Brien, J. (2007). FLO-2D User's Manual. *FLO Engineering: Nutrioso, AZ, USA*.
- O'Brien, J., Julien, P., & Fullerton, W. (1993). Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 119, 244-261.
- Pan, H.-L., Jiang, Y.-J., Wang, J., & Ou, G.-Q. (2018). Rainfall threshold calculation for debris flow early warning in areas with scarcity of data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(5), 1395-1409.
- Paronuzzi, P., Coccolo, A., & Garlatti, G. (1998). Eventi meteorici critici e debris flows nei bacini montani del Friuli. *L'Acqua, Sezione I/Memorie*, 6, 39-50.
- Pastor, M., Blanc, T., Haddad, B., Petrone, S., Sanchez Morles, M., Dremptic, V., . . . Sorbino, G. (2014). Application of a SPH depth-integrated model to landslide run-out analysis. *Landslides*, 11(5), 793-812.
- Petti, M. (2018). Lezioni di idraulica ambientale, dispense del corso. In: Università degli Studi di Udine, DPIA.
- Petti, M. (2022). *Fondamenti di idraulica: meccanica dei fluidi e dinamica delle correnti*: Forum.
- Pierson, T. C., Costa, J. E., & Vancouver, W. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation. Reviews in Engineering Geology. Geological Society of America*, 7, 1-12.
- Pirulli, M. (2005). Numerical modelling of landslide runout: A continuum mechanics approach. Ph.D. thesis. Italy. Politecnico di Torino.
- Priestley, C. H. B., & Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly weather review*, 100(2), 81-92.
- Prochaska, A. B., Santi, P. M., Higgins, J. D., & Cannon, S. H. (2008). Debris-flow runout predictions based on the average channel slope (ACS). *Engineering Geology*, 98(1-2), 29-40.
- Pudasaini, S. P., & Mergili, M. (2019). A multi-phase mass flow model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(12), 2920-2942.
- Richard, A., Fine, L., Rozenstein, O., Tanny, J., Geist, M., & Pradalier, C. (2020). *Filling Gaps in Micro-Meteorological Data*. Paper presented at the Joint European Conference on Machine Learning and Knowledge Discovery in Databases.
- Rickenmann, D. (1995). Beurteilung von Murgängen [Assessment of debris flows] Schweizer Ingenieur und Architekt (in German). 48, 1104-1108.
- Rickenmann, D. (1999). Empirical relationships for debris flows. *Natural hazards*, 19(1), 47-77.
- Rickenmann, D., Laigle, D., McArdell, B., & Hübl, J. (2006). Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. *Computational Geosciences*, 10(2), 241-264.

- Rickenmann, D., & Zimmermann, M. (1993). The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology*, 8(2-3), 175-189.
- Rigon, R., Ghesla, E., Tiso, C., & Cozzini, A. (2006). The HORTON machine: a system for DEM analysis. . *The reference manual*. Univesità degli Studi di Trento.
- Rosatti, G., Zorzi, N., Begnudelli, L., & Armanini, A. (2015). Evaluation of the Trent2D model capabilities to reproduce and forecast debris-flow deposition patterns through a back analysis of a real event. In *Engineering Geology for Society and Territory-Volume 2* (pp. 1629-1633): Springer.
- Ruiz-Villanueva, V., Díez-Herrero, A., Bodoque, J., Cánovas, J. B., & Stoffel, M. (2013). Characterisation of flash floods in small ungauged mountain basins of Central Spain using an integrated approach. *Catena*, 110, 32-43.
- Salvati, P., Bianchi, C., Rossi, M., & Guzzetti, F. (2010). Societal landslide and flood risk in Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(3), 465-483.
- Schoklitsch, A. (1962). *Handbuch des Wasserbaues*. 3rd edition, Springer-Verlag, Vienna.
- Schopper, N., Mergili, M., Frigerio, S., Cavalli, M., & Poepl, R. (2019). Analysis of lateral sediment connectivity and its connection to debris flow intensity patterns at different return periods in the Fella River system in northeastern Italy. *Science of the Total Environment*, 658, 1586-1600.
- Schymanski, S. J., & Or, D. (2017). Leaf-scale experiments reveal an important omission in the Penman–Monteith equation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(2), 685-706.
- Scolobig, A., De Marchi, B., & Borga, M. (2012). The missing link between flood risk awareness and preparedness: findings from case studies in an Alpine Region. *Natural hazards*, 63(2), 499-520.
- Shen, P., Zhang, L., Chen, H., & Fan, R. (2018). EDDA 2.0: integrated simulation of debris flow initiation and dynamics considering two initiation mechanisms. *Geoscientific Model Development*, 11(7), 2841-2856.
- Shied, C. L., & Chen, L. Z. (1995). Developing the critical line of debris-flow occurrence (in Chinese). *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 26, 167-172.
- Skempton, A., & De Lory, F. (1957). Stability of natural slopes in London clay. *Thomas Telford Publishing, London, UK*, 15, 378-381.
- Staley, D. M., Kean, J. W., Cannon, S. H., Schmidt, K. M., & Laber, J. L. (2013). Objective definition of rainfall intensity–duration thresholds for the initiation of post-fire debris flows in southern California. *Landslides*, 10(5), 547-562.
- Takahashi, T. (1978). Mechanical characteristics of debris flow. *Journal of the Hydraulics Division*, 104(8), 1153-1169.
- Takahashi, T. (2007). *Debris flow: mechanics, prediction and countermeasures*: Taylor & Francis.
- Takahashi, T., & Das, D. K. (2014). *Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures*: CRC Press.
- Takei, A. (1984). *Interdependence of sediment budget between individual torrents and a river-system*. Paper presented at the International Symposium Interpraevent.
- Tang, C., Zhu, J., Ding, J., Cui, X. F., Chen, L., & Zhang, J. S. (2011). Catastrophic debris flows triggered by a 14 August 2010 rainfall at the epicenter of the Wenchuan earthquake. *Landslides*, 8(4), 485-497.

- Tang, X.-N., Knight, D. W., & Samuels, P. G. (1999). Volume conservation in variable parameter Muskingum-Cunge method. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(6), 610-620.
- Tong, Z., Luo, Y., & Zhou, J. (2021). *Mapping the urban natural ventilation potential by hydrological simulation*. Paper presented at the Building Simulation.
- Toro, E. F. (1999). Riemann solvers and numerical methods for fluid dynamics, a practical introduction. *Springer, England*.
- Toro, E. F. (2001). Shock-Capturing methods for free-surface shallow flows. *John Wiley & Sons, LTD, Chichester, England*.
- Tubino, M., & Lanzoni, S. (1993). Rheology of debris flows: experimental observations and modelling problems. *Excerpta*, 7, 201-236.
- Vagnon, F., Pirulli, M., Yague, A., & Pastor, M. (2019). Comparison of two depth-averaged numerical models for debris flow runout estimation. *Canadian geotechnical journal*, 56(1), 89-101.
- Valiani, A., Caleffi, V., & Zanni, A. (2002). Case study: Malpasset dam-break simulation using a two-dimensional finite volume method. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(5), 460-472.
- Van Emelen, S. (2014). Breaching processes of river dikes: effects on sediment transport and bed morphology. *PhD Thesis*.
- VanDine, D. (1996). Debris flow control structures for forest engineering. *Res. Br., BC Min. For., Victoria, BC, Work. Pap*, 8, 1996.
- Vandre, B. C. (1985). Rudd Creek debris flow, in: Delineation of landslide, flash flood and debris flow hazards in Utah. *edited by Bowles, D. S., Utah Water Res. Lab., Logan, Utah*, .
- Varnes, D. J. (1978a). Slope movement types and processes. *Special report*, 176, 11-33.
- Varnes, D. J. (1978b). Slope Movement Types and Processes.
- Villi, V. G., Caleffa, G. G., & Mori, G. (1986). Distribuzione spazio temporale delle piogge intense nel Triveneto- cartografia *Quaderno di Ricerca*, 7, C.N.R and Regione Veneto, 1-444.
- Voellmy, A. (1955). Uber die Zerstorkraft von Lawinen. *Schweizerische Bauzeitung, Jahrg.*, 73, 159-162,212-217,246-249,280-285.
- Vrugt, J. A., & de Oliveira, D. Y. (2022). Confidence intervals of the Kling-Gupta efficiency. *Journal of Hydrology*, 127968.
- Yano, K., & Daido, A. (1965). Fundamental study on mud-flow. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute*, 14(2), 69-83.
- Yuan, W., Liu, M., & Wan, F. (2019). Calculation of critical rainfall for small-watershed flash floods based on the HEC-HMS hydrological model. *Water Resources Management*, 33(7), 2555-2575.
- Zhou, G. G., Cui, P., Tang, J., Chen, H., Zou, Q., & Sun, Q. (2015). Experimental study on the triggering mechanisms and kinematic properties of large debris flows in Wenjia Gully. *Engineering Geology*, 194, 52-61.
- Zoratti, V., Bosa, S., Arnone, E., & Petti, M. (2022). *Assessing the solid-liquid discharge and rheological behavior of debris flow. A numerical model of a case study*.