



## COMMISSARIO DELEGATO

PRIMI INTERVENTI URGENTI DI PROTEZIONE CIVILE IN CONSEGUENZA  
DEGLI ECCEZIONALI EVENTI METEOROLOGICI CHE HANNO INTERESSATO  
IL TERRITORIO DELLA REGIONE VENETO, DAL 27 OTTOBRE AL 5 NOVEMBRE 2018  
(Delibera del Consiglio dei Ministri dell'8 novembre 2018 e Ordinanza del Capo del Dipartimento  
della Protezione civile n. 558 del 15 novembre 2018)

Regione del Veneto  
**COMMISSARIO DELEGATO OCDPC 558/2018**

SOGGETTO ATTUATORE:

**Distretto idrografico delle Alpi Orientali**

Codice intervento ADAO\_N01: Modellazione di colate  
detritiche: modello bifase, rilievi topografici

# Modello a celle per la propagazione idraulica di colate di detrito - Reference Manual -



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI PADOVA

**TESAF**

Dipartimento Territorio  
e Sistemi Agro-Forestali  
Università di Padova

Responsabile scientifico: Prof. Ing. Carlo Gregoretti, PhD  
Collaboratori: Ing. Martino Bernard, PhD; dott. for. Mauro  
Boreggio, PhD

05/11/2019

# Indice

<b>1</b>	<b>Le colate detritiche</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Il modello di Gregoretto et al. (2019)</b>	<b>4</b>
2.1	I modelli a celle . . . . .	4
2.2	Ipotesi ed assunzioni . . . . .	5
2.3	Le equazioni che governano il moto . . . . .	5
2.4	Schema numerico e condizioni interne ed al contorno . . .	8
<b>3</b>	<b>I Processi con i relativi parametri che controllano la propagazione: resistenza al moto ed i fenomeni di deposito ed erosione</b>	<b>14</b>
3.1	La resistenza al moto . . . . .	14
3.2	I processi di erosione e deposito . . . . .	16
3.3	Riproduzione dei fenomeni di deposito ed erosione e della tempistica di propagazione di colate detritiche avvenute nelle Dolomiti . . . . .	18
<b>4</b>	<b>Influenza della dimensione della griglia sulla simulazione</b>	<b>28</b>
<b>5</b>	<b>Simboli</b>	<b>33</b>
	<b>Bibliografia</b>	<b>35</b>



# Capitolo 1

## Le colate detritiche

Le colate detritiche sono correnti solido-liquide che si propagano con velocità elevate sia nei canali incisi sui versanti alla base delle pareti rocciose, sia sulla superficie dei versanti stessi. La colata detritica si genera quando una corrente liquida impatta un deposito detritico mobilizzandolo parzialmente o totalmente. L'inglobamento di un'elevata quantità di detrito porta infatti alla formazione di una corrente solido-liquida che si propaga verso valle (Figura 1.1). Questo fenomeno può essere inquadrato a metà tra una piena in un corso d'acqua ed una frana od in una loro combinazione e si genera per pendenze molto elevate superiori in genere al 30 % ( $> 16^\circ$ ). Per chiarezza, nei corsi d'acqua sia torrentizi che di pianura, caratterizzati da angoli di inclinazione del fondo inferiori a  $10^\circ$  (pendenza 18 %), durante i fenomeni di piena la corrente liquida movimentata i sedimenti presenti sul fondo che vengono trasportati in parte a contatto del fondo (quelli di dimensioni maggiori) in parte in sospensione (elementi di dimensioni fino a 2 mm). In una frana un intero strato/volume di materiale solido soggetto a deflusso sottosuperficiale diviene instabile e scende verso valle arrestandosi quando l'attrito tra il materiale in movimento e la superficie su cui si muove diviene superiore alla componente della forza peso nella direzione di movimento. Nel primo caso (onda di piena) si ha una corrente liquida che ingloba un volume di sedimenti inferiore in genere al 10% del volume liquido mentre nel secondo (frana) si ha una corrente solida contenente una quantità d'acqua non prevalente rispetto alla fase solida. Nella colata detritica invece i volumi solido e liquido hanno entità comparabili ed il loro rapporto varia orientativamente tra 0.5 e 1.5. Il materiale detritico risulta disperso lungo tutta la profondità della corrente per cui si può parlare di corrente solido-liquida. L'elevata pendenza ( $> 30\%$ ) diminuisce infatti la componente della forza peso nella direzione normale al moto permettendo

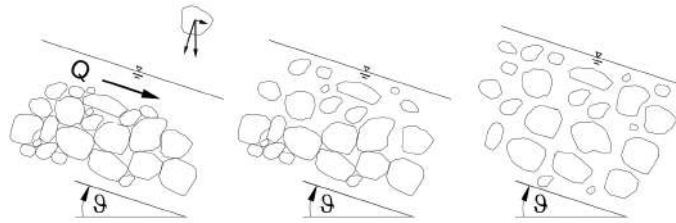


Figura 1.1. Formazione di una corrente solido-liquida per impatto di una corrente liquida su un'ammasso di detriti.

la dispersione dei sedimenti lungo tutta la profondità della corrente (Figura 1.1).

La colata detritica é il risultato di tre processi fisici: produzione di abbondante deflusso superficiale (1), inglobamento di materiale detritico nel deflusso superficiale con conseguente formazione di una corrente solido-liquida (2) propagazione verso valle della corrente solido-liquida accompagnata da fenomeni di erosione e deposito (3). In Figura 1.2 si presentano sequenzialmente i diversi processi fisici prima elencati che portano allo sviluppo di un fenomeno di colata detritica.

In Figura ?? uno schema dello sviluppo di un colata detritica in cui si distingue una zona di formazione e prima propagazione di un'onda solido-liquida caratterizzata da profonde erosioni con pendenze elevate, una di trasporto di pendenze intermedie in cui si alternano erosioni e depositi ed una di basse pendenze in cui avviene il deposito della fase solida.

Le colate detritiche si possono sviluppare anche in seguito ad instabilità di versante quando od il terreno ha un comportamento contraente per cui risulta del fluido in eccesso o quando in contemporanea vi sia un afflusso liquido che permetta la dispersione dei sedimenti lungo tutta la corrente. Questo meccanismo di generazione di una colata risulta infrequente in ambiente alpino.

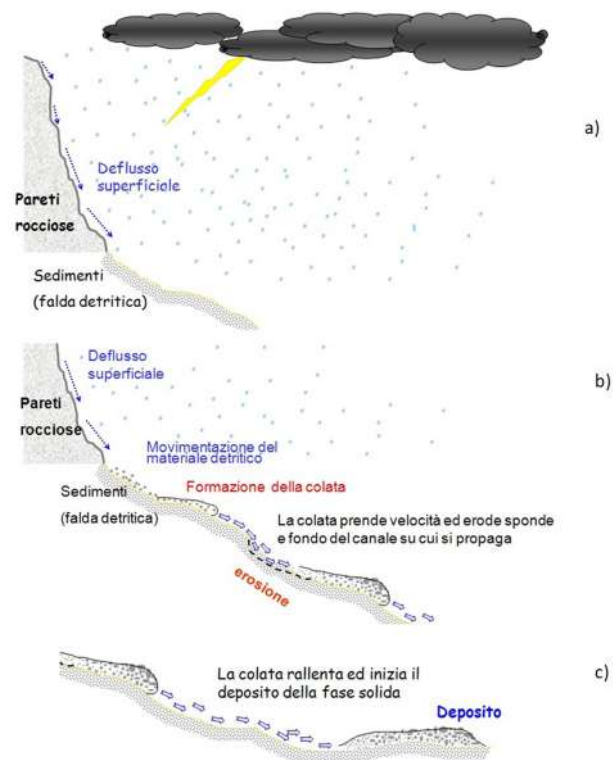


Figura 1.2. Visualizzazione schematica dei processi fisici che danno luogo ad una colata detritica: a) precipitazione e formazione del deflusso superficiale; b) movimentazione dei detriti e formazione di una colata detritica; c) propagazione ed arresto.

# Capitolo 2

## Il modello di Gregoretti et al. (2019)

### 2.1 I modelli a celle

Il modello a celle é un modello in cui il campo di moto viene suddiviso in aree omogenee, chiamate celle, connesse idraulicamente tra di loro mediante equazioni che descrivono il tipo di moto che avviene tra di esse (flusso in un canale, deflusso a stramazzo, etc etc). Questo modello é stato proposto per la prima volta da Zanobetti et al. (1970) per simulare le inondazioni di aree rurali molto estese. Il modello é stato successivamente adattato per simulare le inondazioni in centri abitati (Riccardi, 1997; Bates and De Roo, 2000; Horrit and Bates , 2001; Mascarenhas and Miguez, 2002; Miguez et al., 2009; Chen et al., 2009). Le equazioni utilizzate per simulare il flusso (i.e. la connessione idraulica) tra due celle appartenenti ad un canale possono essere sia quelle di moto uniforme (approccio cinematico) (Zanobetti et al., 1970; Mascarenhas and Miguez, 2002) che quelle dell'onda completa (Miguez et al., 2011). Modelli a celle sono stati anche utilizzati per simulare i processi di erosione e trasporto di sedimento in un bacino in seguito a precipitazioni per periodi annuali (Beasley et al. , 1980; deRoo et al., 1989; Morgan et al., 1998; Ewen et al., 2000; Jain et al., 2005). Il modello a celle é stato anche denominato a base raster quando le celle coincidono con la griglia di un raster in ambiente GIS (Bates and De Roo, 2000). Infine un modello a celle è stato proposto anche per la propagazione di una colata detritica in assenza di erosione e deposito da Chiang et al. (2012). Chiang et al. (2012) indirizzano il flusso sul percorso di massima pendenza. I percorsi sono quindi pre-determinati in base al DEM, che deve essere preventivamente modificato mediante il riempimento di tutte le depressioni. Gregoretti et al. (2016a) hanno proposto un modello a celle per la simulazione della propagazione idraulica di una colata detritica in

ipotesi di miscuglio omogeneo tenendo conto dei fenomeni di deposito ed erosione. Questo modello permette il deflusso in più direzioni, senza alcuna necessità di modificare il DEM. Successivamente, Gregoretta et al. (2019) hanno prodotto la versione bifase che permette una migliore simulazione sia del deflusso che dei processi di deposito ed erosione. Di seguito si illustra il modello di Gregoretta et al. (2019) con la modifica di Bernard et al. (2019) per tener conto della presenza di superfici inerosibili.

## 2.2 Ipotesi ed assunzioni

Le ipotesi ed assunzioni per i modelli a celle per la propagazione idraulica bifase di una colata detritica sono di seguito elencate

1. la superficie libera in una cella è assunta orizzontale (Figura 2.1a);
2. il volume solido-liquido in una cella risulta funzione della profondità della corrente od altezza del deflusso nella cella (Figura 2.1a);
3. le direzioni di deflusso possibili sono 8 (Figura 2.1b; vedi anche O'Brien 2007);
4. il deflusso avviene sempre per dislivello topografico della superficie libera, ovvero da una cella con quota della superficie più alta ad una cella con quota della superficie libera più bassa (Figura 2.1c);
5. le connessioni idrauliche sono il deflusso per gravità a moto uniforme per pendenze positive ed a stramazzo nel caso di contropendenza (Figura 2.1c);
6. gli scambi di flusso e quantità di moto tra le celle avvengono in contemporanea.

## 2.3 Le equazioni che governano il moto

Le equazioni che governano il moto sono quelle di conservazione della massa e della quantità di moto della corrente solido-liquida con l'ipotesi semplificativa di velocità uguali per le fasi solida e liquida (Rosatti and Begnudelli, 2013). Ad esse si aggiungono le equazioni che governano i processi di deposito ed erosione: l'equazione di Exner che regola l'andamento del fondo in funzione della quantità di sedimento scambiata

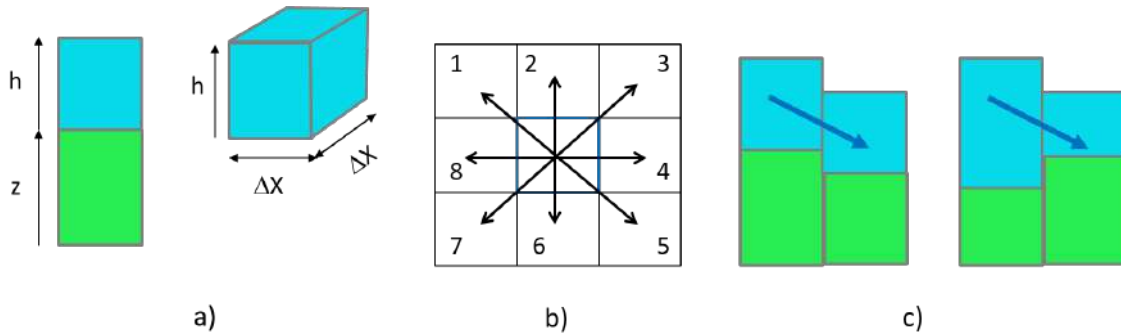


Figura 2.1. Le direzioni possibili di deflusso (a) e le due possibili connessioni idrauliche (b).

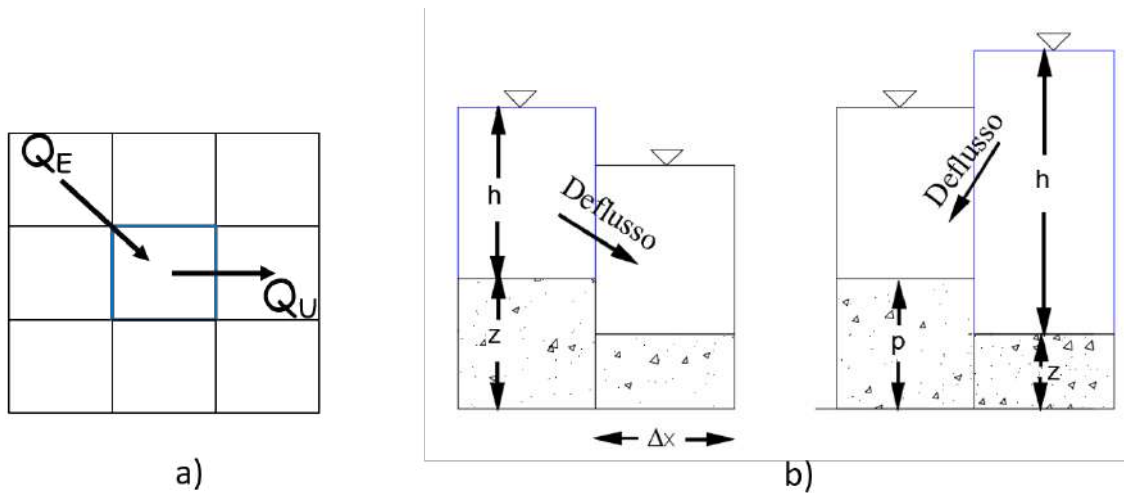


Figura 2.2. Le direzioni possibili di deflusso (a) e le due possibili connessioni idrauliche (b).

tra il fondo e la corrente e l'equazione che determina quest'ultima. Le equazioni di conservazione della massa sono quelle del miscuglio e della fase solida alla scala di cella:

$$A \frac{d(h + z)}{dt} = Q_E - Q_U \tag{2.1}$$

$$A \frac{d(ch + c_* z)}{dt} + = cQ_E - cQ_U \tag{2.2}$$

essendo  $A$  l'area della cella ( $\Delta x^2$ ),  $t$  il tempo,  $z$  la quota del fondo,  $h$  la profondità della corrente, ovvero l'altezza del deflusso nella cella,  $c$  la concentrazione volumetrica della fase solida o di sedimento,  $Q_E$  la portata entrante dalle celle contigue e  $Q_U$  quella uscente verso le celle contigue (Figura 2.2a).

Le equazioni della conservazione della quantità di moto, che regolano le connessioni idrauliche tra le celle, sono quella di moto uniforme se il

deflusso avviene a gravit  e quella dello stramazzo in parete grossa se il deflusso avviene in contropendenza (Figura 2.2b):

$$Q = \Delta x C h w \sqrt{g h \sin \vartheta}, \quad (2.3)$$

$$Q = \Delta x C_q s \sqrt{2g}(h - p)^{1.5}, \quad (2.4)$$

dove  $\Delta x$    il lato della cella ( $= A^{0.5}$ ),  $\vartheta$    l'angolo di inclinazione del fondo,  $C$    il coefficiente di conduttanza, ovvero il parametro che controlla la resistenza al moto, e  $C_q$  un coefficiente di portata posto uguale a quello dell'acqua (0.385) in assenza di osservazioni sperimentali. Nelle equazioni sono presenti due funzioni di peso,  $w$  and  $s$  al fine di ripartire il flusso uscente in pi  direzioni, ovvero per tener conto dell'uso di relazioni unidimensionali per simulare il deflusso in pi  direzioni. Le equazioni che regolano lo scambio di sedimenti tra il fondo e la corrente sono quelle di Exner e quella modificata di Egashira ed Ashida (1987). L'equazione di Exner esprime la variazione della quota del fondo in funzione della differenza tra la velocit  di innalzamento (o deposizione,  $D$ ) e di abbassamento (od erosione,  $E$ ) ed  :

$$\frac{dz}{dt} = D - E \quad (2.5)$$

La differenza ( $D - E$ ) viene modellata adattando la relazione empirica di Egashira and Ashida (1987) (vedi Brufau et al. 2000 e Egashira et al. 2001):

$$E - D = K[(\sin \alpha_{max} - \sin \alpha_{LIM}) V_{max}] \quad (2.6)$$

dove  $K$    una costante empirica, variabile tra 0 ed 1,  $\alpha = \vartheta$  nel caso del deflusso a gravit  descritto dall'equazione (2.3), e  $\alpha = \Theta + \vartheta$  nel caso di deflusso a stramazzo descritto dall'equazione (2.4), con  $\Theta$  l'angolo corrispondente all'inclinazione della superficie libera (o della linea piezometrica in ipotesi di distribuzione idrostatica delle pressioni) rispetto all'orizzontale (Figura 2.3);  $V_{max}$    la velocit  di riferimento per il calcolo del deposito e dell'erosione che   quella relativa alla direzione per cui si ha la massima pendenza:  $\alpha_{max}$    l'angolo corrispondente a questa direzione. Il deposito e l'erosione vengono calcolati solo se  $V_{max}$  e  $\alpha_{max}$  sono rispettivamente inferiori o superiori ai valori limite  $V_{LIM}$  e  $\vartheta_{LIM}$ . In dettaglio si ha deposito se  $V_{max} < V_{LIM}$  e  $\alpha_{max} < \vartheta_{LIM}$ , ed erosione se  $V_{max} > V_{LIM}$  and  $\alpha_{max} > \vartheta_{LIM}$ . I valori limite  $V_{LIM}$  and  $\vartheta_{LIM}$  assumono valori differenti per il deposito ( $V_{LIM-D}$ ,  $\vartheta_{LIM-D}$ ) e l'erosione ( $V_{LIM-E}$ ,  $\vartheta_{LIM-E}$ ). Sia il deposito che l'erosione vengono calcolati nella direzione in

cui si ha la massima velocità. Questo per evitare che una cella sia soggetta contemporaneamente ad erosione e deposito e che si abbiano irrealistici fenomeni di deposito nella direzione trasversale a quella di massima pendenza, in cui la velocità e l'inclinazione del fondo possono assumere valori molto bassi. Le equazioni della quantità di moto si basano sull'approccio dell'onda cinematica che ben descrive la propagazione idraulica delle colate detritiche (Arattano and Savage, 1994; Di Cristo et al., 2014, 2019).

## 2.4 Schema numerico e condizioni interne ed al contorno

Lo schema numerico é esplicito e per ogni cella "bagnata" del campo di moto al tempo  $t$  note la profondità e la quota del fondo si calcolano le portate uscenti e la variazione del fondo. Dalla conoscenza delle portate risulta possibile calcolare la velocità in ogni cella mediando con la quantità di moto associata ad i contributi uscenti ed entrati di velocità. I valori di profondità, variazione del fondo e portata sono quindi inseriti nell'equazione di continuità per calcolare i valori di profondità di ogni cella per l'intervallo di tempo successivo.

Con riferimento alla figura 2.3, le portate uscenti per ogni cella vengono calcolate discretizzando le equazioni (2.3) e (2.4) nel seguente modo:

$$Q_{i,k} = \Delta x w_{i,k} C h_i \sqrt{g h_i \sin \vartheta_{i,k}}, \quad z_i > z_k \quad (2.7)$$

$$Q_{i,k} = \Delta x s_{i,k} C_q \sqrt{2g(h_i + z_i - z_k)^{1.5}}, \quad z_i < z_k \quad (2.8)$$

con  $w_{i,k}$ ,  $s_{i,k+1}$  e  $\sin \theta_{i,k}$  secondo le seguenti equazioni:

$$w_{i,k} = \frac{\sin \theta_{i,k}}{\sum_{k=1}^n \sin \theta_{i,k}} \quad (2.9)$$

$$s_{i,k} = \frac{h_i + z_i - z_k}{\sum_{k=1}^m (h_i + z_i - z_k)}, \quad (2.10)$$

$$\sin \vartheta_{i,k} = (z_i - z_k)/L_{i,k} \quad (2.11)$$

dove  $Q_{i,k}$  'e la portata uscente dalla cella  $i$  e diretta verso la cella  $k$ ,  $h_i$  l'altezza del deflusso nella cella  $i$ ,  $z_i$  e  $z_k$  rispettivamente le quote del fondo delle celle  $i$  e  $k$ , e  $L_{ik}$  la distanza nello spazio tra i centri delle celle  $i$  e  $k$ . Il volume di sedimento scambiato con il fondo nell'unità di tempo e per unità di area, ovvero la velocità di innalzamento del fondo/deposizione o

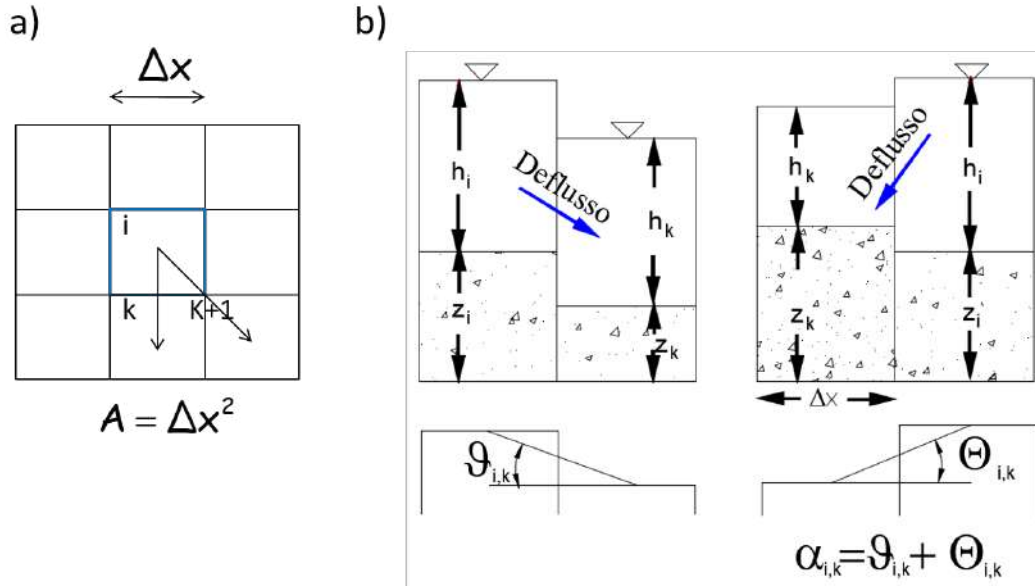


Figura 2.3. Schema del deflusso in pianta (a) e sezione (b).

la velocità di abbassamento del fondo/erosione, viene calcolato discretizzando l'equazione (2.6) nel seguente modo, assumendo che deposito ed erosione siano controllati dal solo deflusso secondo la direzione per cui si ha la velocità massima quella per la cella  $k$  ( $V_{max} = U_{i,k}$ ;  $\alpha_{max} = \alpha_{i,k}$ ):

$$D_i = -K_D U_{i,k} (\sin \alpha_{i,k} - \sin \alpha_{LIM-D}), \quad U_{i,k} \leq U_{LIM-D}, \sin \alpha_{i,k} \leq \sin \alpha_{LIM-D} \quad (2.12)$$

$$E_i = K_E U_{i,k} (\sin \alpha_{i,k} - \sin \alpha_{LIM-E}), \quad U_{i,k} \geq U_{LIM-ED}, \sin \alpha_{i,k} \geq \sin \alpha_{LIM-E} \quad (2.13)$$

dove  $D_{ik}$  ed  $E_{ik}$  sono le velocità di deposito ed erosione in funzione della velocità massima uscente  $U_{ik}$  che si ha tra le celle  $i$  e  $k$ ,  $U_{LIM-D}$  e  $U_{LIM-E}$  le velocità limite rispettivamente sotto e sopra le quali possono avvenire il deposito e l'erosione,  $\alpha_{LIM-D}$  e  $\alpha_{LIM-E}$  i valori dell'angolo limite rispettivamente sotto e sopra i quali possono avvenire il deposito e l'erosione, con  $\alpha_{i,k}$  secondo la seguente equazione nel caso di deflusso a moto uniforme:

$$\alpha_{i,k} = \tan^{-1} \frac{z_i - z_k}{cc\Delta x}, \quad z_i > z_k \quad (2.14)$$

e secondo la seguente equazione nel caso di deflusso a stramazzo:

$$\alpha_{i,k} = \tan^{-1} \frac{z_i - z_k}{cc\Delta x} + \tan^{-1} \frac{h_i + z_i - h_k - z_k}{cc\Delta x}, \quad z_i < z_k \quad (2.15)$$

dove  $cc\Delta X$  é la distanza nel piano orizzontale tra i centri delle celle  $i$  e  $k$ , con  $cc$  pari ad 1 se la direzione fra la cella  $i$  e la cella  $k$  è parallela all'orizzontale od alla verticale,  $\sqrt{2}$  se la direzione é a  $45^\circ$

Le equazioni di conservazione della massa del miscuglio e della fase solida, (2.16) e (2.17) integrate nel tempo hanno rispettivamente le seguenti espressioni:

$$h_i^{t+\Delta t} = h_i^t + [E_i - D_i - \frac{1}{\Delta x^2} \sum_{k=1}^8 Q_{i,k}] \Delta t \quad (2.16)$$

$$c_i^{t+\Delta t} = \frac{1}{h_i^{t+\Delta t}} [c_i^t h_i^t + c_*(E_i - D_i) - \frac{1}{\Delta x^2} \sum_{k=1}^8 c_{i,k} Q_{i,k}] \Delta t \quad (2.17)$$

dove  $Q_{i,k}$  é la portata scambiata tra la cella  $i$  e quella contigua  $k$  che è assunta positiva se uscente, negativa se entrante,  $c_*$  la concentrazione volumetrica della fase solida al fondo,  $c_i$  la concentrazione volumetrica della fase solida nella cella  $i$ ,  $c_{i,k}$  la concentrazione volumetrica della fase solida relativa alla portata scambiata tra le due celle contigue  $i$  e  $k$  (ovvero la concentrazione nella cella da cui defluisce),  $\Delta t$  é il passo temporale di calcolo. Il fondo viene assunto saturo e con concentrazione volumetrica della fase solida pari a  $c_*$  sia quando avviene l'erosione che quando avviene il deposito (ovvero la fase solida deposita o viene erosa in condizioni sature con concentrazione  $c_*$ ). Il passo temporale di calcolo è calcolato imponendo la condizione di stabilità (CFL, Courant et al. 1967), usando un numero di Courant pari a 0.95:

$$(U_{i,k} + \sqrt{gh_i}) \frac{\Delta t}{\Delta x} = 0.95, \quad \Delta t = 0.95 \frac{\Delta x}{U_{i,k} + \sqrt{gh_i}} \quad (2.18)$$

Questa condizione non risulta necessaria per la stabilità dell'algoritmo bensì per rispettare la fisica della propagazione, per cui la propagazione di un onda in  $\Delta t$  non può oltrepassare  $\Delta x$  (Figura 2.4). Il calcolo di  $\Delta t$  viene eseguito ad ogni passo di calcolo per tutte le celle che propagano deflusso e si sceglie il valore minimo.

Esiste inoltre un controllo sull'erosione e deposito a monte dell'applicazione dell'equazione (2.5) che discendono dalla fisica della propagazione per evitare situazioni irrealistiche: la colata durante il deflusso non può erodere o depositare indefinitamente. Quando la concentrazione volumetrica della fase solida in una cella,  $c$ , raggiunge il valore massimo ammissibile  $0.9 c_*$  (Takahashi, 2007) l'erosione viene

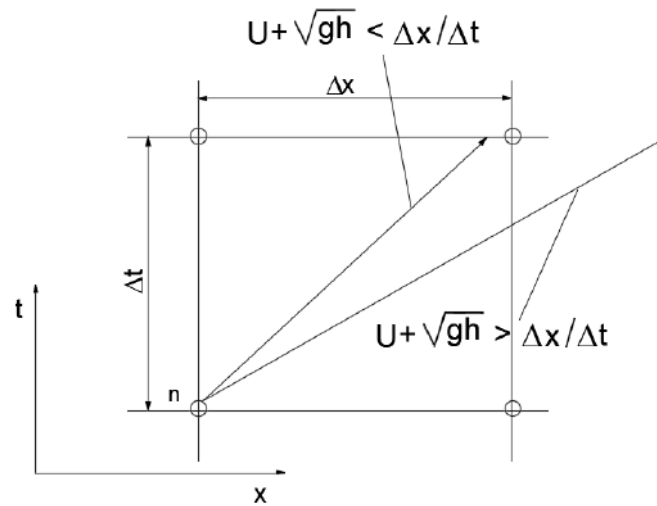


Figura 2.4. Significato della CFL per la fisica di propagazione.

impedita. Analogamente il deposito viene impedito quando  $c$  scende sotto il valore 0.05. Sotto questo valore limite, la concentrazione volumetrica della fase solida  $c$  potrebbe diventare negativa nel caso di  $D$  elevato. Si fa presente che simulazioni eseguite con un valore limite per il deposito pari a 0 non hanno mostrato differenze sostanziali. Infine c'è un ulteriore controllo sull'erosione. Secondo le osservazioni di campo di Berger et al. (2011) l'erosione avviene prevalentemente durante il passaggio del fronte. Questo risulta ragionevole perché il fronte è caratterizzato dalla profondità massima perché vi si accumulano gli elementi solidi di maggior dimensione. Quindi durante il passaggio del fronte viene esercitato sul fondo lo sforzo maggiore ed inoltre si sviluppa localmente il maggior attrito corrente/fondo a causa dello sfregamento sul fondo degli elementi di maggior dimensione. Quindi per abilitare l'erosione si introduce la condizione,  $dh/dt > 0$ , che avviene al passaggio del fronte che si presenta come un'onda ripida. L'oscillazione numerica viene controllata imponendo che la superficie libera della cella che riceve deflusso non possa superare, al limite uguagliare, quella della cella di partenza da cui il deflusso si propaga.

Per quanto riguarda le condizioni al contorno, queste sono differenti per l'entrata e l'uscita. Le celle sono distinte in tre tipi: celle d'entrata in cui viene trasmesso l'idrogramma solido-liquido di ingresso, celle di propagazione e celle di uscita. Le celle d'entrata vengono riempite ad ogni passo temporale secondo l'idrogramma corrispondente: il volume tratteggiato in Figura 2.5, viene suddiviso tra le tutte celle d'entrata facenti parte della sezione di ingresso.

La propagazione avviene secondo lo schema seguente. Al primo passo

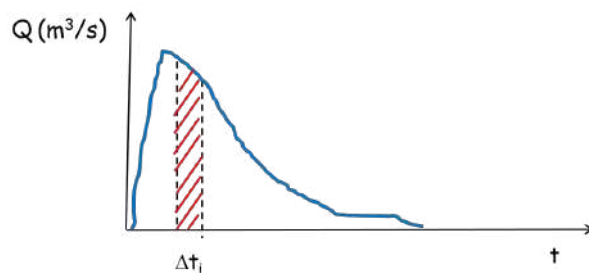


Figura 2.5. Volume dell'idrogramma solido-liquido che riempie le celle d'entrata al passo temporale  $\Delta t_i$ .

i+2	i+1	i	i+1	i+2
i+2	i+1	i+1	i+1	i+2
i+2	i+2	i+2	i+2	i+2

Figura 2.6. Schema della propagazione con cella d'entrata (blu) attivata al passo temporale  $i$  e celle di propagazione (rosso) attivate ai passi temporali successivi  $i+1$  e  $i+2$ .

temporale fissato a priori in mezzo secondo, le celle di entrata vengono riempite secondo l'idrogramma corrispondente. Al secondo passo temporale, mentre é di nuovo soggetta a riempimento, la cella di entrata inizia la propagazione verso le celle circostanti ( $i+1$  in Figura 2.6) ed il passo temporale di calcolo viene calcolato secondo l'equazione (2.18). Al terzo passo temporale le celle d'entrata continuano ad essere riempite e vi è propagazione tra le celle d'entrata ( $i$  in Figura 2.6) verso le celle di propagazione soggette a deflusso al passo temporale precedente ( $i+1$  in Figura 2.6) e propagazione tra queste e le celle propagazione a loro contigue non ancora interessate dal deflusso ( $i+2$  in Figura 2.6).

Il deflusso dalle celle di uscita verso l'esterno avviene ad moto uniforme od a stramazzo lungo un'unica direzione corrispondente alla massima pendenza od al massimo dislivello topografico della superficie libera rispettivamente secondo le equazioni (2.3) e (2.4) (Bates and De Roo, 2000). La direzione di massima pendenza, poiché il deflusso avviene verso l'esterno viene determinata come la massima pendenza tra le celle di propagazione contigue alla cella contorno e quest'ultima. Le celle d'entrata e di uscita non sono soggette a deposito ed erosione.

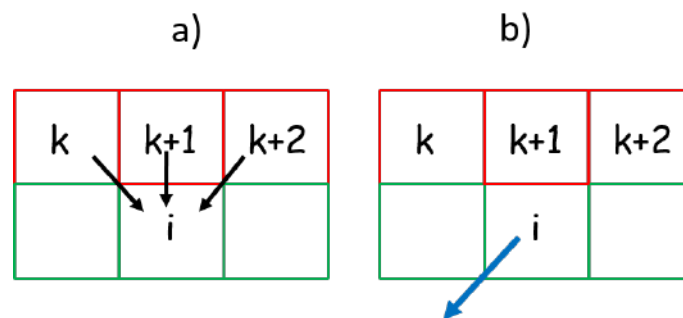


Figura 2.7. Schema della propagazione al contorno: a) individuazione della direzione di massima pendenza o di massimo dislivello topografico della superficie libera tra le celle di propagazione (rosso)  $k$ - $k+2$  e la cella contorno (verde)  $i$  (lunghezza frecce proporzionale alla pendenza); b) deflusso dalla cella di contorno verso l'esterno secondo la direzione  $k+2 \rightarrow i$ .

# Capitolo 3

## I Processi con i relativi parametri che controllano la propagazione: resistenza al moto ed i fenomeni di deposito ed erosione

La propagazione idraulica di una colata detritica dipende essenzialmente dalla resistenza al moto e dai processi di deposito ed erosione. La resistenza al moto controlla direttamente la velocità di propagazione, ed indirettamente tramite questa, i fenomeni di deposito ed erosione. I processi di deposito ed erosione controllano direttamente il volume di sedimento trasportato, ed indirettamente tramite la concentrazione volumetrica di sedimento, la resistenza al moto.

### 3.1 La resistenza al moto

La resistenza al moto dipende secondo l'equazione (2.3) dal coefficiente di conduttanza  $C$  che é definito come il rapporto,  $U/u_*$ , tra la velocità media e la velocità di attrito ( $u_* = \sqrt{gh\sin\theta}$ ). Il suo valore dipende dai profili di velocità e dalla concentrazione della corrente solido-liquida. Nel caso di colate nel regime granulo-inerziale (stony debris flows Takahashi 2007) dove la reologia dipende principalmente dagli sforzi collisionali nello strato vicino alla superficie libera e da quelli frizionali nello strato contiguo al fondo (Lanzoni et al., 2017), il coefficiente di conduttanza dipende dalla concentrazione della fase solida, dal rapporto  $h/d$  (rapporto tra la profondità del deflusso e diametro caratteristico dei sedimenti) e dalla portata di deflusso superficiale che ha innescato il fenomeno. Gli esperimenti di laboratorio di Tognacca (1999) e Lanzoni et al. (2017) mostrano che, a parità di altre condizioni, la velocità e l'erosione

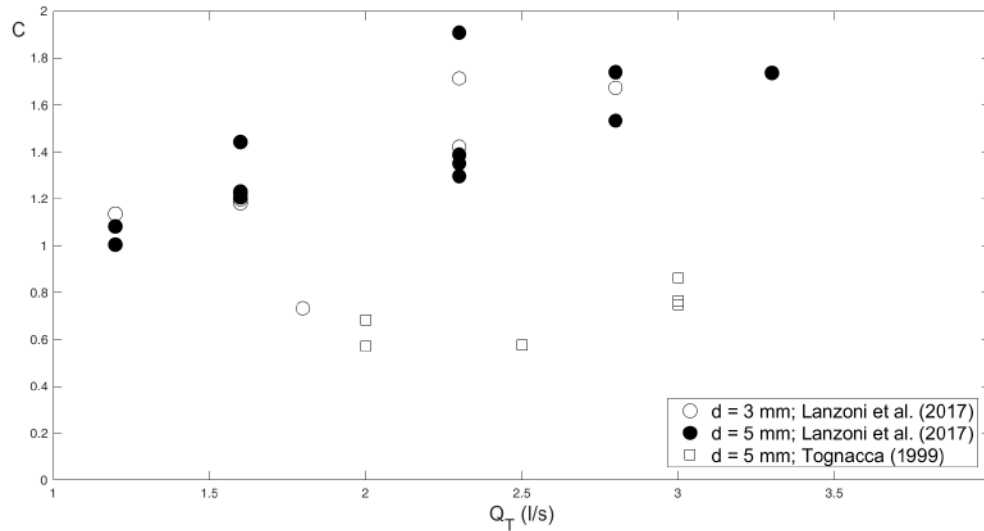


Figura 3.1. Valori del coefficiente di conduttanza,  $C$ , di colate detritiche di laboratorio in funzione della portata di innesco,  $Q_T$  che le ha generate.

dipendono dall'entità della portata liquida con cui le colate detritiche vengono generate. In Figura 3.1 si osserva l'andamento crescente del coefficiente di conduttanza con la portata liquida di innesco,  $Q_T$ , per diversi angoli di inclinazione del fondo. Infatti i profili di velocità misurati da Lanzoni et al. (2017) scalano con la velocità del deflusso superficiale piuttosto che con la velocità d'attrito come avviene per le correnti liquide. In altre parole, la portata liquida che genera il fenomeno condiziona la velocità della corrente solido-liquida che si forma, e quindi, anche la velocità di erosione. Per una stessa inclinazione del fondo l'aumento della portata liquida di innesco comporta un sensibile aumento della velocità della colata a fronte di un'aumento meno marcato della profondità, mentre la concentrazione volumetrica della fase solida rimane pressoché costante.

Gli esperimenti di laboratorio di Lanzoni et al. (2017) e le osservazioni reali mostrano altresì che il coefficiente di conduttanza dipende dalla concentrazione volumetrica di sedimento (Figura 3.2), diminuendo con essa.

I valori di  $C$  alle Figure 3.1 e 3.2 si riferiscono a colate detritiche canalizzate di laboratorio e reali di modesta entità/magnitudo. I valori di  $C$  per colate detritiche mature, ovvero con una concentrazione consistente della fase solida, risultano compresi tra 1 e 3. Per colate canalizzate in regime granulo-inerziale di media-elevata entità/magnitudo il valore di  $C$  risulta 5 (Gregoretto et al., 2018, 2019; Bernard et al., 2019). In caso di colate non canalizzate in regime granulo-inerziale il valore di  $C$  risulta 3

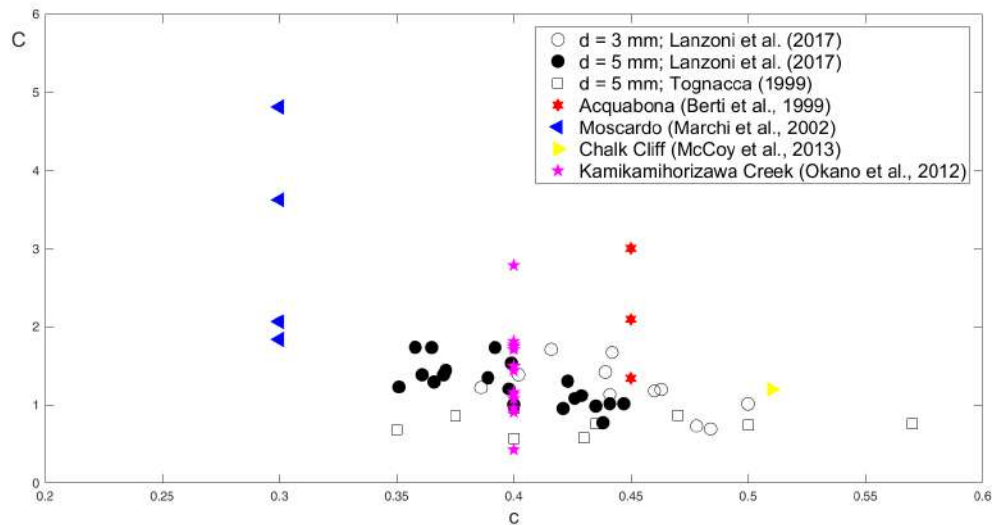


Figura 3.2. Valori del coefficiente di conduttanza,  $C$ , di colate detritiche di laboratorio e reali in funzione della concentrazione volumetrica di sedimento,  $c$ .

(Gregoretto et al., 2016a). Tale valore in quest'ultimo caso é giustificato dalla dispersione della colata in numerose direzioni per cui la profonditá e quindi il rapporto  $h/d$  diminuiscono.

### 3.2 I processi di erosione e deposito

I processi di deposito ed erosione vengono in genere modellati secondo tre approcci: meccanico, basato sulla capacitá di trasporto o di adattamento all'equilibrio, ed empirico. L'approccio meccanico é basato sul bilancio delle forze e della massa al fondo e provvede una velocitá di deposizione ed erosione,  $dz/dt$  funzione della differenza tra lo sforzo tangenziale esercitato dalla corrente solido-liquida sul fondo e lo sforzo resistente del fondo (Medina et al., 2008). Nella versione semplificata non tiene conto della quantitá di moto che la corrente trasferisce al materiale del fondo che mette in movimento o che guadagna quando avviene il deposito di materiale. L'inconveniente di questo approccio é l'introduzione di valori empirici per alcuni parametri dei bilanci delle forze e della conservazione della massa di cui non esistono espressioni di validitá generale per la loro determinazione. L'approccio basato sulla capacitá di trasporto é quello classico dell'idraulica fluviale per cui si impone l'adattamento della concentrazione al valore di equilibrio corrispondente alla capacitá di trasporto in condizioni di moto uniforme (Armanini et al., 2009). In questo caso la velocitá di deposizione ed erosione,  $dz/dt$  risulta

proporzionale alla differenza tra la concentrazione di sedimento della corrente e quella di equilibrio. Questo approccio ha l'inconveniente di produrre risultati poco realistici in corrispondenza della coda liquida della colata o quando l'equazione della capacità di trasporto è utilizzata al di fuori del suo intervallo di validità, ad esempio, per basse inclinazioni del fondo come può avvenire sul fondovalle. In entrambi i casi si potrebbero generare fenomeni di erosione non realistici. Il terzo approccio è basato su leggi empiriche che legano la velocità di deposizione ed erosione,  $dz/dt$ , a fattori di controllo quali la velocità e la concentrazione della fase solida della corrente (Brufau et al., 2000; Egashira et al., 2001; Frank et al., 2015). Anche in questo caso vengono introdotti dei coefficienti empirici basati su misure di laboratori e/o reali, che però valgono strettamente per i casi in cui sono stati ottenuti. Nel presente modello, si segue un approccio empirico basato sui fattori di controllo che maggiormente condizionano i processi di deposito ed erosione: velocità della corrente (Stock and Dietrich, 2003; Jacob, 2005; Gartner et al., 2015) ed inclinazione del fondo (Whipple and Dunne, 1992; Stock and Dietrich, 2003; Hungr et al., 2005; Gartner et al., 2015). I valori limite dipendono essenzialmente dalla reologia, dal tipo di deflusso, se canalizzato o disperdente e dal tipo di fondo su cui la colata si propaga e possono quindi variare (Benda and Cundy, 1990; Hungr et al., 2005; Rickenmann, 2005; Staley et al., 2006; Guthrie et al., 2007; D'Agostino et al., 2010). Ad ora un criterio generale è mancante (Hungr et al., 2005). Per colate canalizzate in regime granulo-inerziale i valori limite di inclinazione del fondo per deposito ed erosione sono rispettivamente 14 e 16° secondo gli esperimenti di laboratorio di Lanzoni et al. (2017) e le osservazioni reali di Jordan (1994). I rilievi pre e post-evento delle colate avvenute a Rovina di Cancia (Borca di Cadore, BL) il 18/7/2009, 23/7/2105 e 4/8/2015 mostrano che i fenomeni di deposito ed erosione sono strettamente legati all'inclinazione del fondo. La figura 3.3 mostra i volumi di deposito ed erosione osservati per tratti di 20 m in funzione dell'inclinazione del fondo media del tratto. Si evince una correlazione dei volumi depositati ed erosi con l'inclinazione del fondo ed una conferma dei valori limite proposti da Lanzoni et al. (2017). Il deposito e l'erosione infatti aumentano sensibilmente nei valori medi per angoli di inclinazione del fondo rispettivamente inferiori e superiori a 15°. Si osserva infine la presenza di volumi di deposito ed erosione per valori rispettivamente superiori ed inferiori a 15° non è significativa e dipende dal valore locale della pendenza che causa l'irregolarità del fondo potrebbe discostarsi da

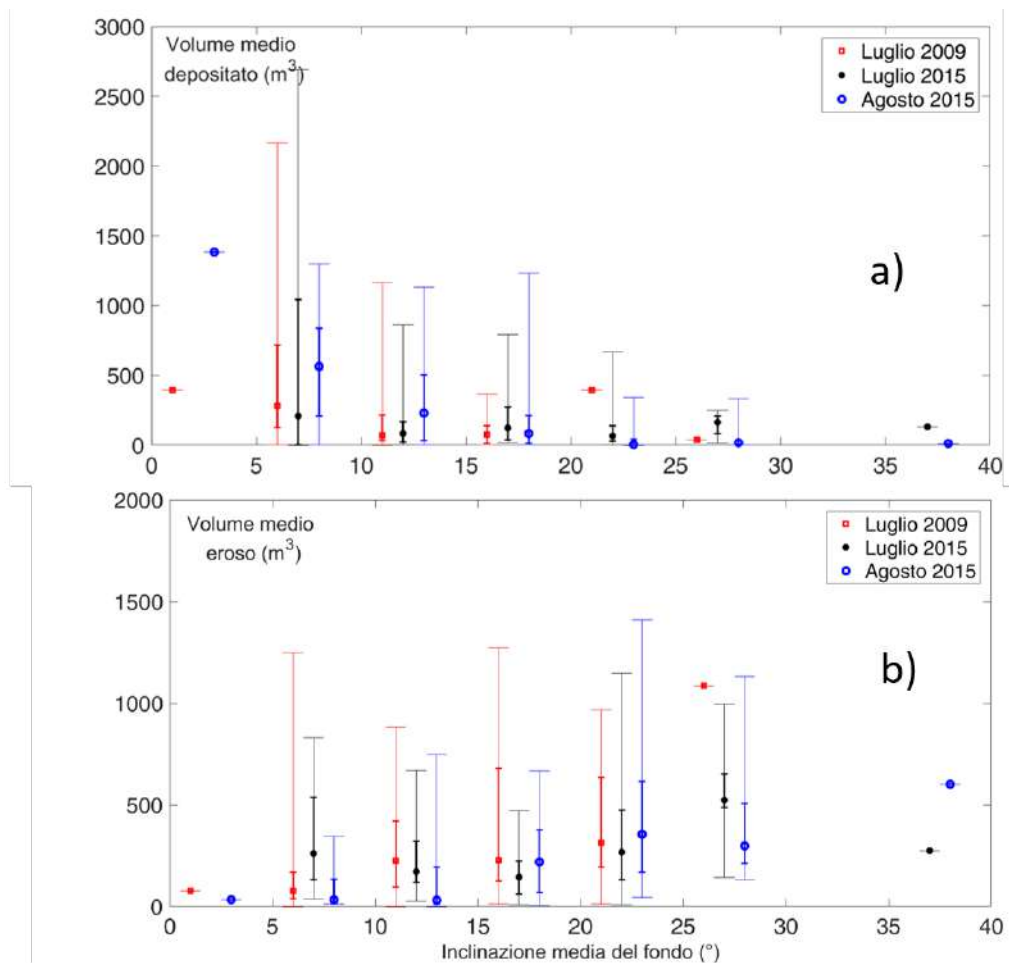


Figura 3.3. Volumi depositati (a) ed erosi (b) per tratti di 20 m del canale di Rovina di Cancia in funzione dell'inclinazione del fondo.

quella media come anche dalla dinamica della propagazione che potrebbe esulare dalla presente schematizzazione.

### 3.3 Riproduzione dei fenomeni di deposito ed erosione e della tempistica di propagazione di colate detritiche avvenute nelle Dolomiti

Un modello di propagazione idraulica di colate detritiche viene validato mediante la riproduzione di eventi di colata detritica reali di cui si sono disponibili osservazioni sulla tempistiche di propagazione e rilievi pre e post-evento, per cui risulta possibile determinare le altezze di deposito e le profondità di erosione, e, tramite queste le volumetrie di sedimento coinvolte. Il modello di Gregoretti et al. (2019) é stato utilizzato per riprodurre le colate di detrito avvenute sul Rio Lazer (Siror, TN) il 4/11/1966 (Gregoretti et al., 2016a), a Rovina di di Cancia (Borca di

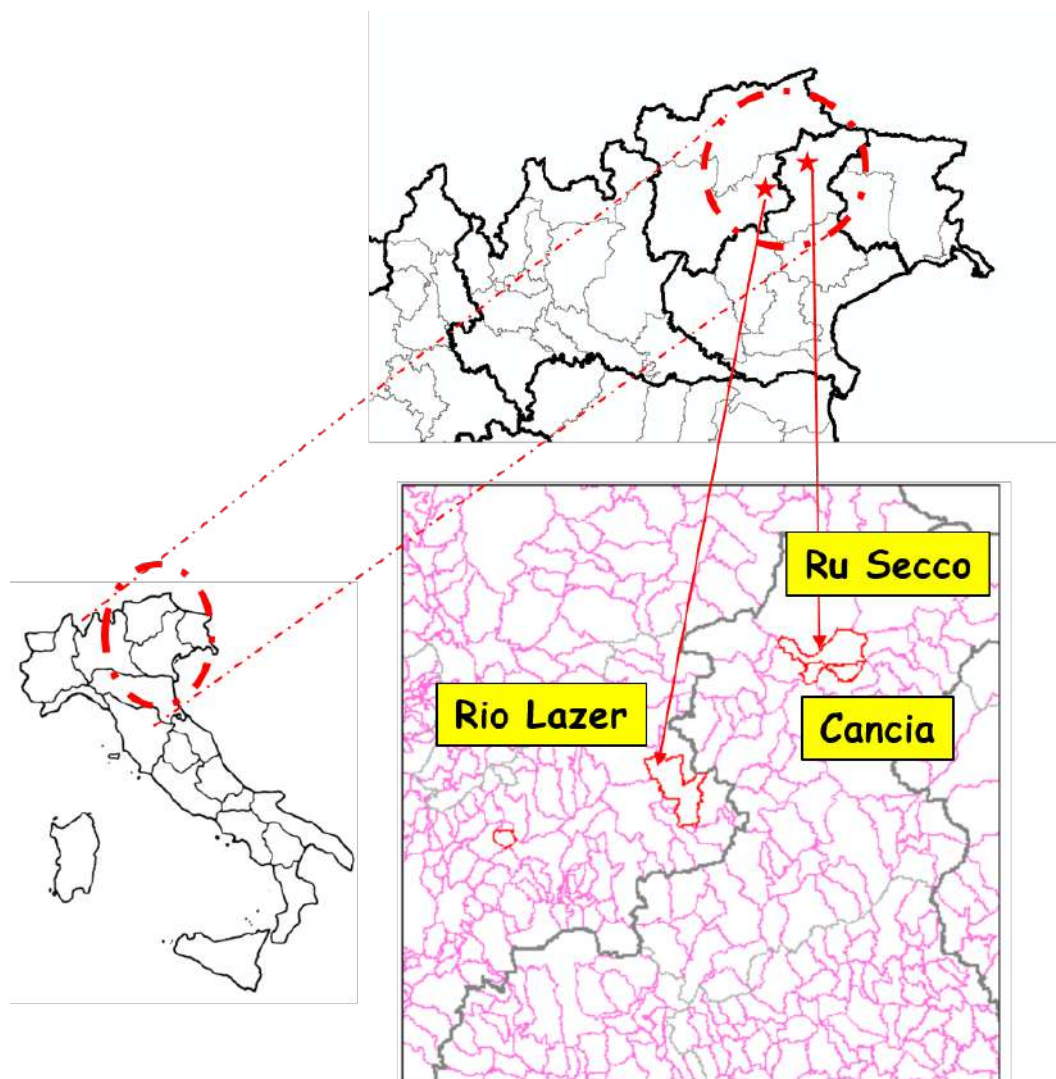


Figura 3.4. I tre bacini in cui sono avvenuti gli eventi di colata detritica che sono stati riprodotti.

Cadore, BL), il 18/7/2009 (Gregoretto et al., 2019) e sul Ru Secco (San Vito di Cadore, BL) il 4/8/2015 (Gregoretto et al., 2018). I tre bacini sono visibili in Figura 3.4.

In tutti questi casi erano disponibili rilievi topografici pre e post-evento per cui é stato possibile determinare le mappe di erosione e deposito. In due casi, Rio Lazer e Rovina di Cancia, anche le tempistiche di propagazione. Gli idrogrammi solido-liquidi sono stati determinati mediante la metodologia proposta da Gregoretto et al. (2019) in cui la portata di picco viene determinata mediante la relazione proposta da (Lanzoni et al., 2017) basata sulla portata di picco dei deflussi superficiali, sulla concentrazione dei sedimenti al fondo e sul volume solido-liquido. Questo risulta dalla somma del volume liquido contribuente alla colata con il volume di sedimento trasportato dalla colata determinato mediante

i rilievi topografici pre e post-evento. Il picco ed il volume dei deflussi superficiali sono stati determinati mediante il modello idrologico di Gregoretti et al. (2016b) che simula i deflussi superficiali in bacini rocciosi di testata. Il volume dei deflussi superficiali contribuenti alla colata é il volume corrispondente alla parte dell'idrogramma dei deflussi superficiali per cui la portata risulta superiore alla portata critica secondo la formulazione proposta da Gregoretti and Dalla Fontana (2008).

Alle Figure (3.5) - (3.7) sono mostrate le mappe di deposito ed erosione osservate e quelle simulate. Alle tabelle 3.1 e 3.2 i risultati delle simulazioni, quantificati rispettivamente in termini di volumetrie di sedimento depositate/erose e di aree soggette ad deposito/erosione, sono confrontati con i valori osservati. Il confronto tra osservazioni e simulazioni risulta soddisfacente. Il confronto risulta ancor piú soddisfacente osservando che le aree soggette ai maggiori valori di altezza di deposito e profonditá di erosione sono quelle meglio simulate.

A conferma di ciò si introducono due parametri che permettono di valutare la corrispondenza tra osservato e simulato: l'indice,  $F$  proposto da (Bates and De Roo, 2000) e l'indice,  $\Omega$  proposto da Scheidl and Rickenman (2010) e generalizzato da Gregoretti et al. (2019) per tener conto dell'erosione:

$$F = \frac{A_{OS_D} + A_{OS_E}}{A_{OS_D} + A_{O_D} + A_{S_D} + A_{OS_E} + A_{O_E} + A_{S_E}} \quad (3.1)$$

e

$$\Omega_\Psi = \frac{[(\Psi_{OS})_D + (\Psi_{OS})_E] - [(\Psi_S)_D + (\Psi_S)_E] - [(\Psi_O)_D + (\Psi_O)_E]}{(\Psi_{OS} + \Psi_O)_D + (\Psi_{OS} + \Psi_O)_E} \quad (3.2)$$

con  $\Psi$  si indica o l'area  $A$  od il volume  $V$  mentre i simboli  $OS$ ,  $S$  e  $O$  si riferiscono alle aree indicate in Figura (3.8). I suffissi  $D$  ed  $E$  indicano rispettivamente il deposito e l'erosione.  $F$  é un indice di sovrapposizione in quanto misura la sovrapposizione tra simulato ed osservato rispetto al totale simulato-osservato.  $F$  varia tra 0 ed 1, con 0.5 valore intermedio che rappresenta una corrispondenza a metà tra simulato ed osservato.  $\Omega$  é invece un indice di valutazione dell'accuratezza della simulazione: la quantità  $(A_{OS})_D$  rappresenta un'accuratezza positiva mentre  $(A_S)_D$  e  $(A_O)_D$  le accuratezze negative e mancanti (Scheidl and Rickenman, 2010). L'indice  $\Omega$  ha 1 come valore massimo quando vi é perfetta corrispondenza tra simulato ed osservato, 0 come valore intermedio. Il limite inferiore per cui non vi é corrispondenza tra simulato ed osservato é negativo ma non é

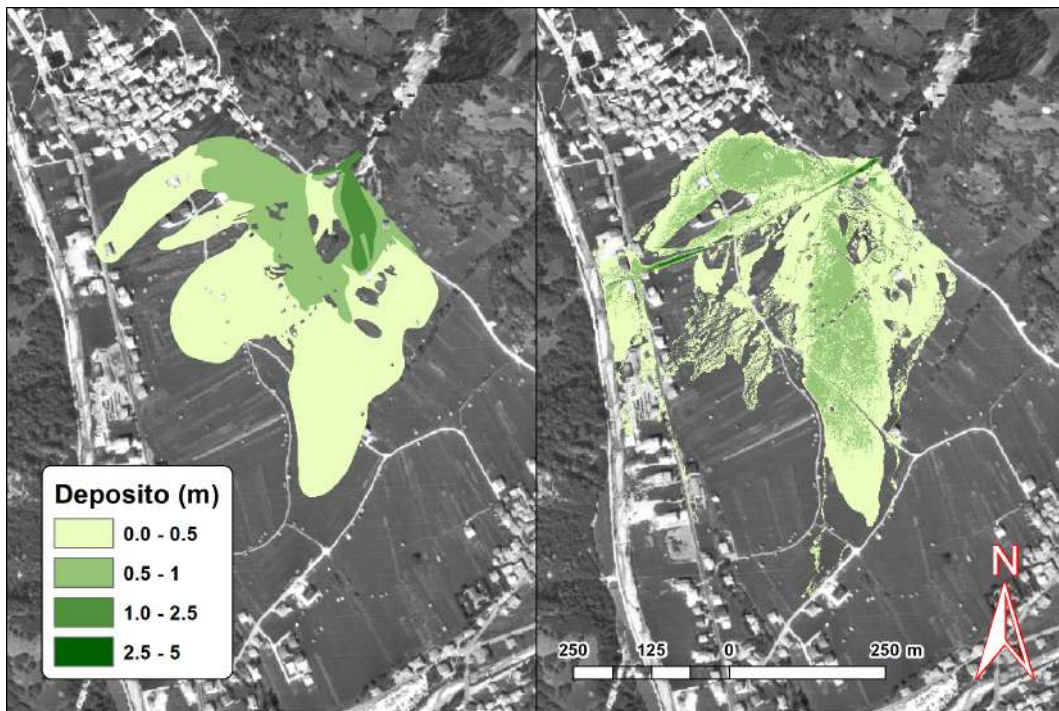


Figura 3.5. Mappa di deposito osservata (sinistra) e simulata (destra) per l’evento avvenuto sul Rio Lazer il 4/11/1966.

definito in quanto non esiste un rapporto stabilito tra  $\Psi_O$  e  $\Psi_S$ . In tabella 3.3 i valori degli indici  $F$  e  $\Omega$  ( $\Omega_A$  e  $\Omega_V$ ) per le tre simulazioni. Si osserva che i valori di  $F$  e  $\Omega$  risultano soddisfacenti per tutti i casi. In tabella 3.4 i valori dei parametri utilizzati per le tre simulazioni. Per quanto riguarda i flussi canalizzati il coefficiente di conduttanza assume il valore 5, mentre per quello disperdente 3. I valori degli angoli e velocità limite per deposito ed erosione sono sempre gli stessi.

Tabella 3.1. Volumi ( $m^3$ ) depositati ed erosi: valori misurati e simulati e loro percentuali. I simboli hanno i seguenti significati (Figura 3.8):  $V_{obs_D} = V_{OS_D} + V_{OD}$ ;  $V_{sim_D} = V_{OS_D} + V_{SD}$ ;  $V_{obs_E} = V_{OSE} + V_{OE}$ ;  $V_{sim_E} = V_{OSE} + V_{SE}$ .

Bacino	$V_{obs_D}$	$V_{sim_D}$	$V_{sim_D}/V_{obs_D}$	$V_{obs_E}$	$V_{sim_E}$	$V_{sim_E}/V_{obs_E}$
Rio Lazer	55900	49000	0.88	-	-	-
Rovina di Cancia	36100	33800	0.94	19800	17800	0.9
Ru Secco	110000	104300	0.95	57800	55500	0.96

Per quanto riguarda le tempistiche di propagazione si hanno testimonianze per le colate del Rio Lazer (4/11/1966) e di Rovina di Cancia (18/7/2009). Il fenomeno sul conoide del Rio Lazer si è sviluppato in circa 30 minuti (Figura 3.5), mentre quello simulato in circa 35 minuti. A Rovina di Cancia la vasca terminale (Figura 3.6) è stata esondata circa alle ore 4.00, come anche nella simulazione. In questo caso, la tempistica

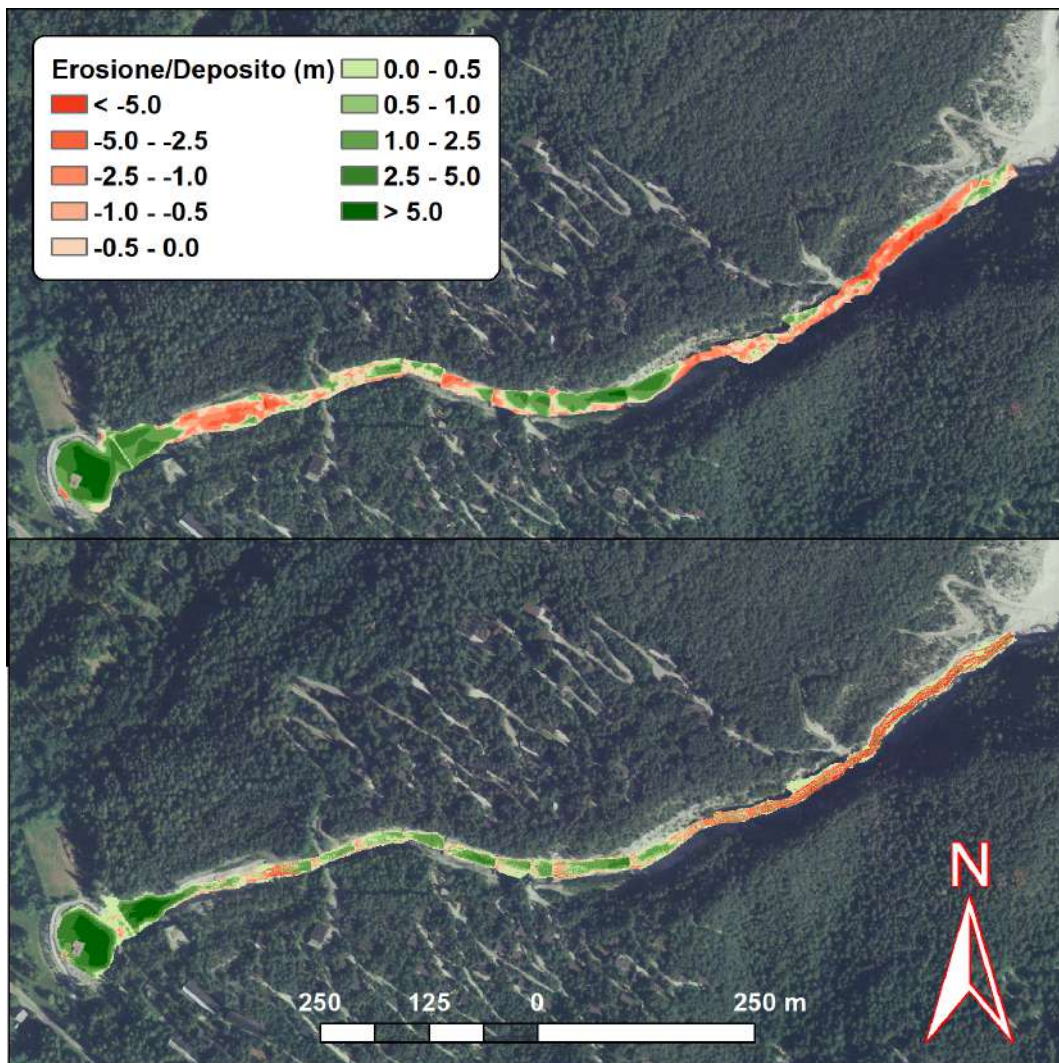


Figura 3.6. Mappa di deposito osservata (sinistra) e simulata (destra) per l'evento avvenuto a Rovina di Cancia il 18/7/2009.

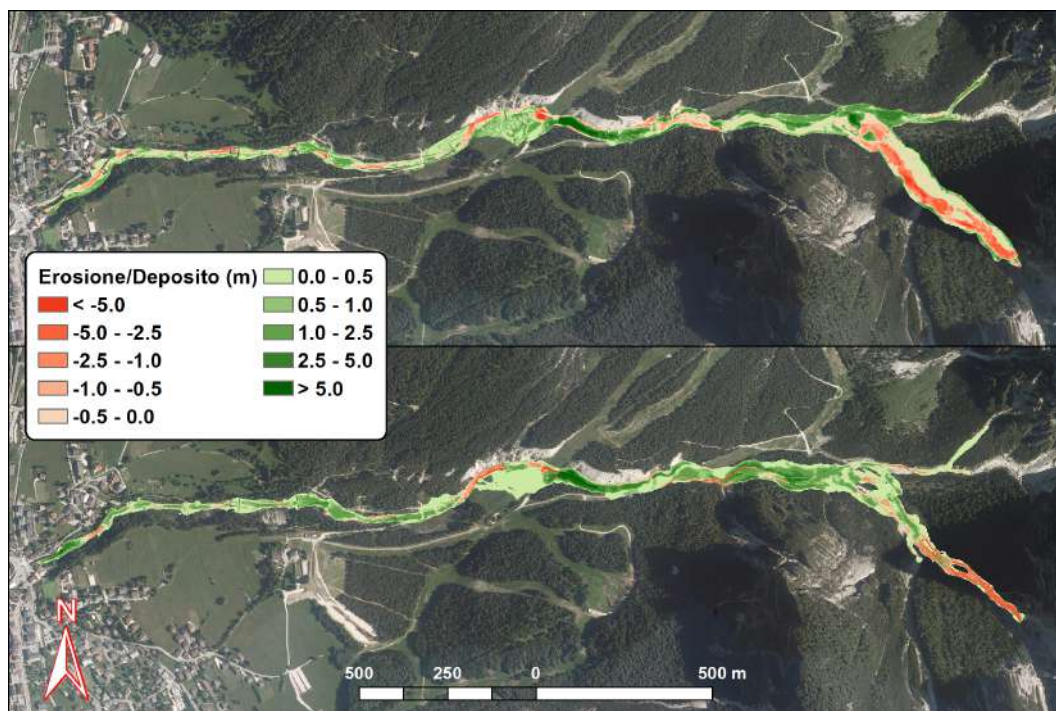


Figura 3.7. Mappa di deposito osservata (sopra) e simulata (sotto) per l'evento avvenuto sul Ru Secco il 4/8/2015.

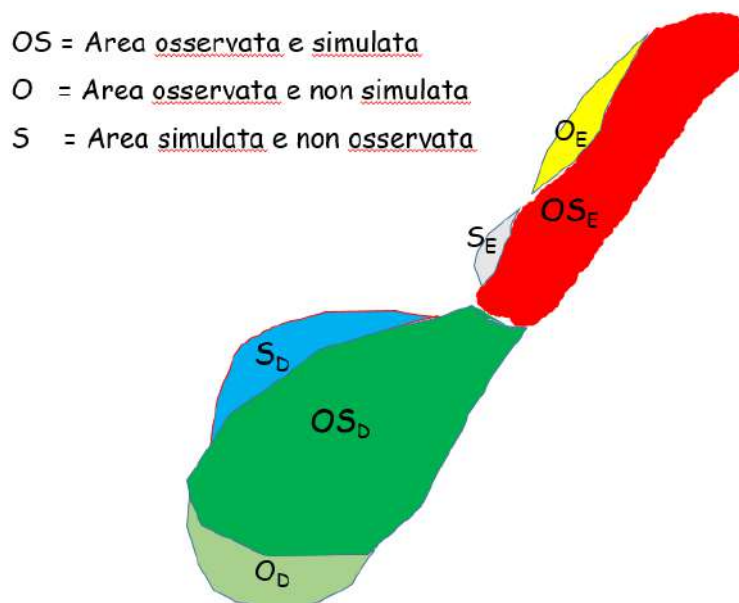


Figura 3.8. Le aree soggette a deposito ( $D$ ) ed erosione ( $E$ ) sia osservate che simulate  $OS$ , solo simulate  $S$  e solo osservate  $O$ .

Tabella 3.2. Aree soggette a deposito ed erosione: percentuali delle aree simulate e della distribuzione dei depositi e delle erosioni correttamente simulate rispetto a quelle misurate. I simboli hanno i seguenti significati:  $A_{CS_D}$  area soggetta a deposito correttamente simulata;  $A_{CSE}$  area soggetta a deposito correttamente simulata. Le percentuali sono rispetto alle seguenti aree ( $A_{OS_D} + A_{O_D}$ ) e ( $A_{OS_E} + A_{O_E}$ ) rispettivamente per il deposito e l'erosione (Figura 3.8).

Bacino	$A_{OS_D}$	$A_{CS_D}$	$A_{OS_E}$	$A_{CSE}$
Rio Lazer	78	28	-	-
Rovina di Cancia	72	42	33	14
Ru Secco	67	52	26	12

Tabella 3.3. Valori degli indici  $F$  e  $\Omega$  ( $\Omega_A$  e  $\Omega_V$ ) per le tre simulazioni.

Bacino	$F$	$\Omega_A$	$\Omega_V$	$\Omega$
Rio Lazer	0.78			0.604
Rovina di Cancia	0.58	0.339	0.53	0.45
Ru Secco	0.49	0.101	0.126	0.113

Tabella 3.4. Valori dei parametri che controllano la resistenza al moto ed i processi di deposito ed erosione utilizzati nelle tre simulazioni.

Bacino	$C$	$\alpha_{LIM-D}$ ( $^\circ$ )	$U_{LIM-D}$ (m/s)	$\alpha_{LIM-E}$ ( $^\circ$ )	$U_{LIM-E}$ (m/s)
Rio Lazer	3	14	1	16	1.8
Rovina di Cancia	5	14	1	16	1.8
Ru Secco	5	14	1	16	1.8

della simulazione idraulica 'e a valle di quella del picco dei deflussi superficiali che 'e stata stimata con il modello di Gregoretti et al. (2016b). La tempistica idrologica risulta attendibile avendo il modello di Gregoretti et al. (2016b) ben simulato la tempistica del picco dei deflussi superficiali che hanno generato le colate del 23/7/2015 e 4/8/2015 a Rovina di Cancia. I valori del coefficiente di conduttanza per cui si ha la migliore riproduzione dei fenomeni di deposito ed erosione sono anche quelli che permettono la riproduzione della tempistica della propagazione. Questo sottolinea la coerenza del modello nel riprodurre la fisica della propagazione ed i fenomeni ad essa correlati (deposito ed erosione). L'affidabilit  di un modello risiede nel provvedere una riproduzione attendibile del fenomeno oltre che con il set di valori dei parametri di calibrazione che provvede la migliore riproduzione possibile, anche con valori dei parametri che vengono fatti variare in un intervallo fisicamente basato. A questo scopo si esegue un'analisi di sensitivit  del modello facendo variare i parametri in un campo di valori fisicamente ammissibile. In tabella 3.5 si mostrano i valori di calibrazione e l'intervallo in cui

vengono fatti variare.

$C_{ond}$	$K_D$	$K_E$	$\theta_{LIM-D}$ ( $^{\circ}$ )	$U_{LIM-D}$ (m/s)	$\theta_{LIM-E}$ ( $^{\circ}$ )	$U_{LIM-E}$ (m/s)
5	0.1	0.5	14	1	16	1.8
3-7	0.05-1	0.05-1	12-15	0.8-1.2	15-17	1.5-2.1

Tabella 3.5. Valori dei parametri risultanti dalla calibrazione del modello (prima linea) con i corrispondenti intervalli di variazione (seconda linea) utilizzati per l'analisi di sensitività.

La prestazione del modello viene valutata utilizzando gli indici  $F$  e  $\Omega$  che stimano la corrispondenza tra simulato ed osservato. Come evento su cui eseguire l'analisi di sensitività si sceglie quello di Rovina di Cancia del 18/7/2009 le cui misure di altezze di deposito e profondità di erosione risultano più affidabili. L'analisi di sensitività viene eseguita separatamente per i parametri che controllano direttamente la resistenza al moto,  $C$ , ed i processi di deposito ed erosione,  $U_{LIM}$ ,  $\alpha_{LIM}$  e  $K$ . La Figura 3.9 mostra i valori degli indici  $F$  e  $\Omega$  al variare di  $C$ . La variabilità rispetto ai valori di calibrazione risulta nell'insieme limitata nel caso di  $F$  ed intorno al valor intermedio 0.5, mentre nel caso di  $\Omega$  questi è sempre al di sopra del valor intermedio, 0, variando in maniera limitata solo per valori di  $C$  superiori al valore di calibrazione 5. La variazione di  $C$  quindi non va ad inficiare significativamente la simulazione dei processi di deposito ed erosione, influenzando unicamente le tempistiche di propagazione.

Nelle Figure 3.10 e 3.11 i valori degli indici  $F$  e  $\Omega$  al variare dei parametri  $U_{LIM-D,E}$ ,  $\theta_{LIM-D,E}$ ,  $K_D$ ,  $K_E$ . La variazione dei valori dei due indici rispetto a quelli di calibrazione risulta limitata, nel caso di  $F$  intorno al valor intermedio 0.5, e nel caso di  $\Omega$  nell'intervallo 0.3-0.5, al di sopra del valor intermedio (0). Questo significa che variazioni dei parametri in un intervallo fisicamente plausibile non comportano risultati significativamente diversi da quelli ottenuti con il set di calibrazione per quanto riguarda i fenomeni di deposito ed erosione. Il modello risulta quindi in grado di simulare soddisfacentemente i fenomeni osservati anche facendo variare i valori dei parametri in un intervallo fisicamente plausibile.

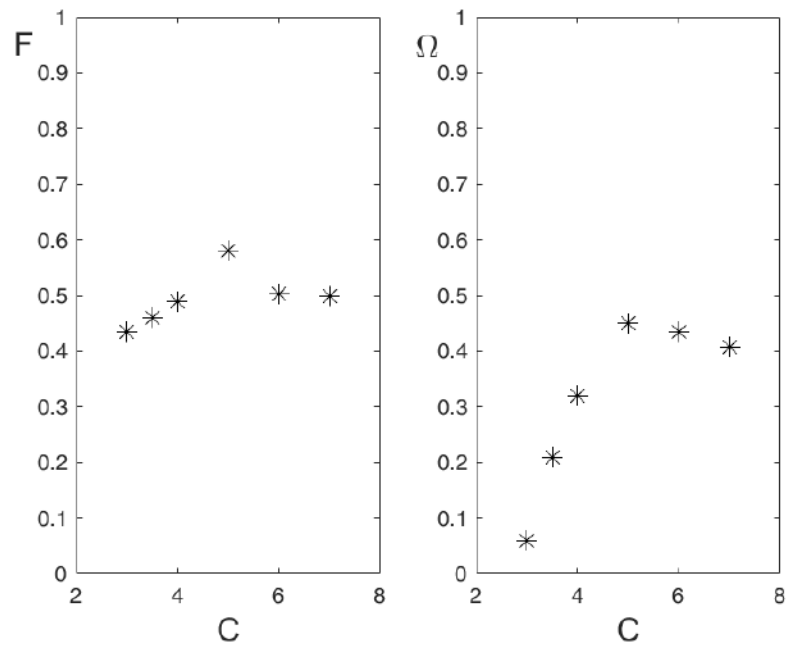


Figura 3.9. Analisi di sensitività in termine degli indici  $F$  (sinistra) e  $\Omega$  (destra) facendo variare il solo parametro del coefficiente di conduttanza  $C$  rispetto ai valori di calibrazione.

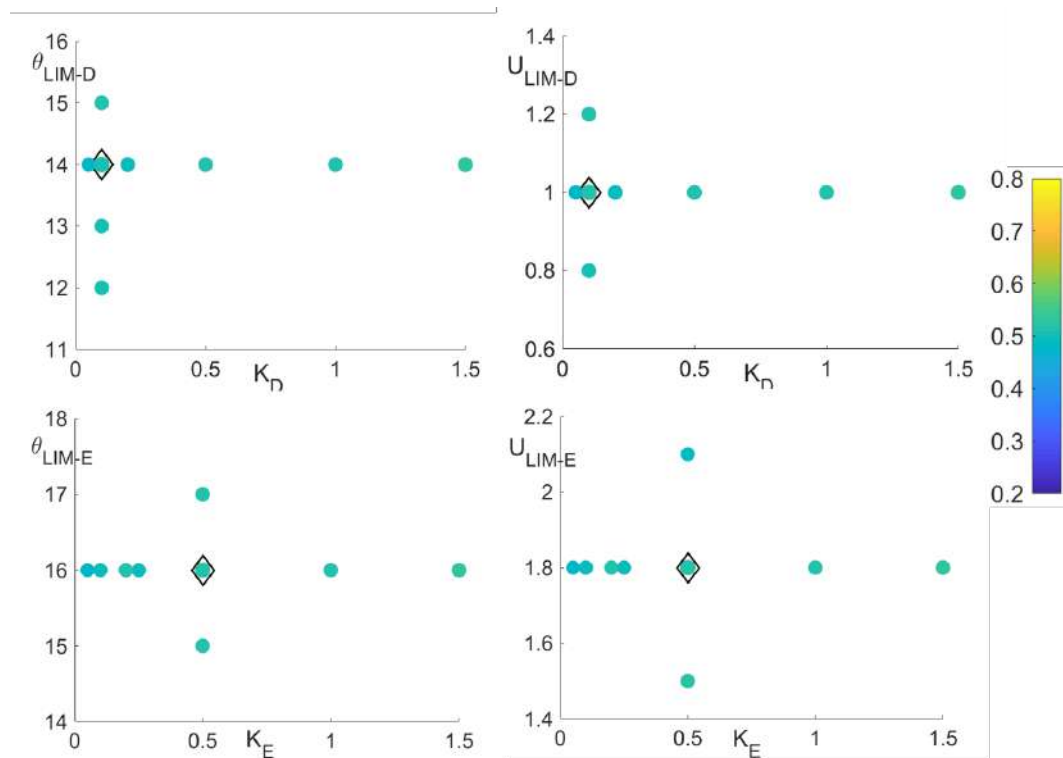


Figura 3.10. Analisi di sensitività in termine dell'indice  $F$  dei parametri ( $U_{LIM-D,E}$ ,  $\theta_{LIM-D,E}$ ,  $K_D$ ,  $E$ ) che controllano i processi di deposito ed erosione facendoli variare uno alla volta rispetto ai valori di calibrazione che sono identificati dal rombo.

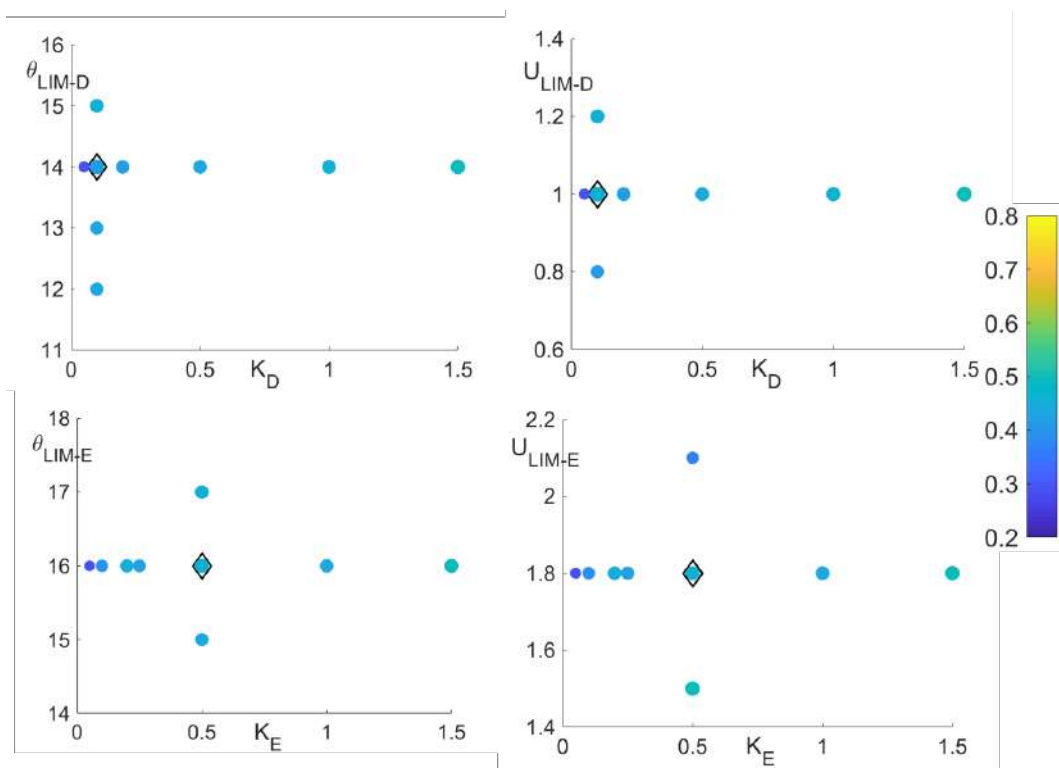


Figura 3.11. Analisi di sensitività in termine dell'indice  $\omega$  dei parametri ( $U_{LIM-D,E}$ ,  $\theta_{LIM-D,E}$ ,  $K_D$ ,  $E$ ) che controllano i processi di deposito ed erosione facendoli variare uno alla volta rispetto ai valori di calibrazione che sono identificati dal rombo.

## Capitolo 4

# Influenza della dimensione della griglia sulla simulazione

Riguardo l'influenza che la dimensione della griglia ha sulla simulazione della propagazione idraulica di una colata detritica sono stati eseguiti ben pochi studi. Stolz and Huggel (2008) hanno osservato che la dimensione della griglia influenza significativamente l'area inondata dalla colata. La Figura 4.1 mostra che le simulazioni idrauliche condotte con differenti dimensioni della griglia possono essere significativamente diverse e che dimensioni della griglia superiori a 4 x 4 m sono da scartare. Gregoretti et al. (2016a) hanno eseguito le simulazioni della colata avvenuta il 4/11/1966 sul Rio Lazer utilizzando tre differenti dimensioni della griglia: 1 x 1, 2 x 2 e 4 x 4 m. La simulazione eseguita con dimensione della griglia pari a 1 x 1 m è quella che ha provveduto risultati soddisfacenti in termini di area di inondazione simulata e spessori di deposito. La Figura 4.2 mostra inoltre che per dimensioni della griglia superiori ad 1 x 1 m in destra idraulica si ha una generale sottostima dell'altezza di deposito osservata. Questo è dovuto al fatto che nell'area cerchiata in rosso di Figura 4.2 il terreno per i DEM 2 x 2 e 4 x 4 m risulta più alto di 0.4 m rispetto a quello del DEM 1 x 1 m, per cui il deflusso risulta convogliato maggiormente in sinistra idraulica. In sinistra idraulica la conformazione del terreno è tale che la maggior parte della colata deposita sulla parte di monte del conoide. Gregoretti et al. (2019) hanno eseguito le simulazioni della colata avvenuta il 18/7/2009 a Rovina di Cancia con dimensioni della griglia di 1 x 1 e 3 x 3 m ottenendo risultati simili. La simulazione con la griglia 3 x 3 m è stata eseguita con un coefficiente di conduttanza pari a 3 invece che a 5 per ottenere gli stessi tempi di propagazione. Questo è dovuto alla rappresentazione del terreno della griglia 3 x 3 m che risultando meno irregolare ha percorsi di deflusso più brevi e quindi di maggior pendenza rispetto a quelli corrispondenti alla griglia 1 x 1 m.

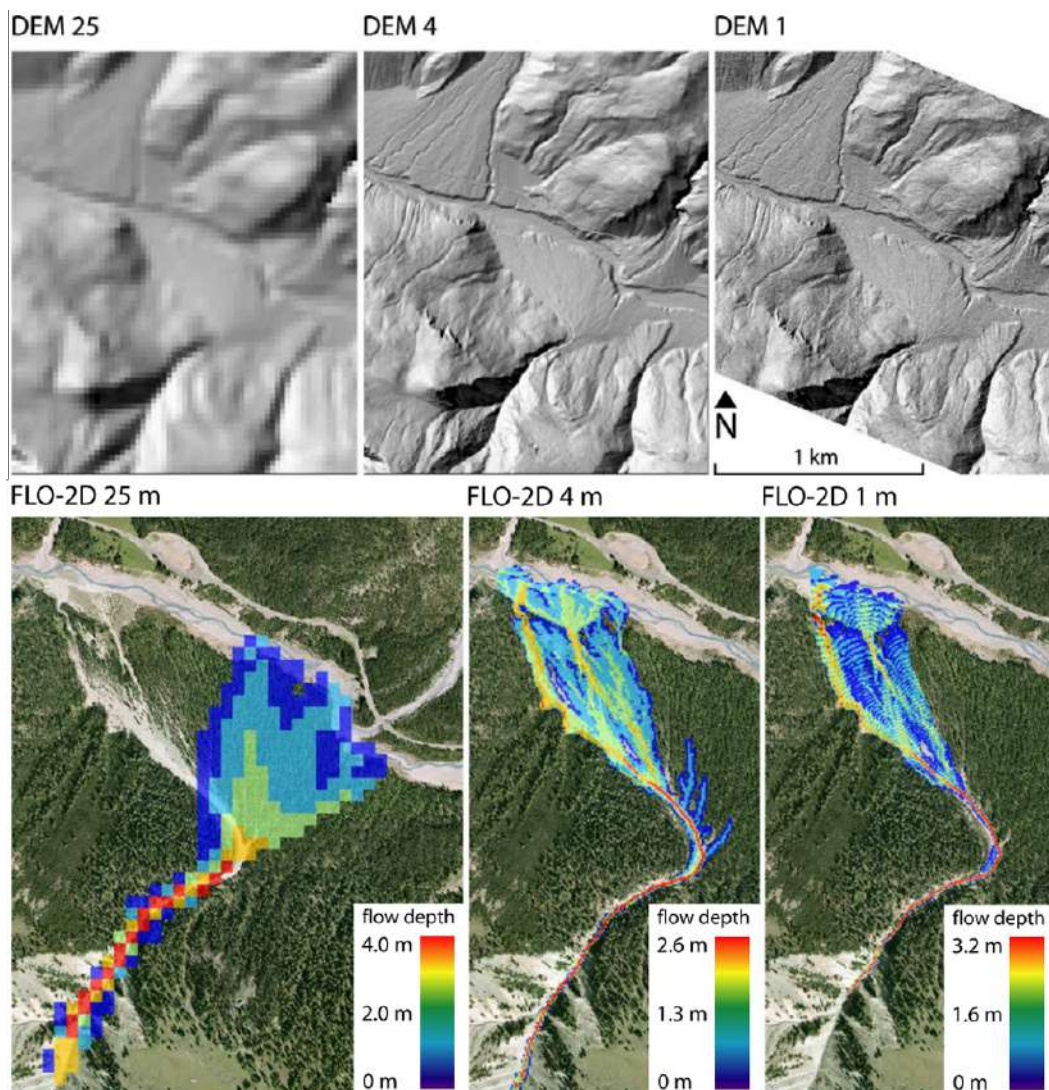


Figura 4.1. Tre DEM di una stessa area con differenti dimensioni della griglia, 25 x 25, 4 x 4 ed 1 x 1 m (sopra), ed i corrispondenti risultati delle simulazioni di propagazione idraulica di una colata detritica (sotto) eseguite con il modello Flo-2D (Stolz and Huggel, 2008).

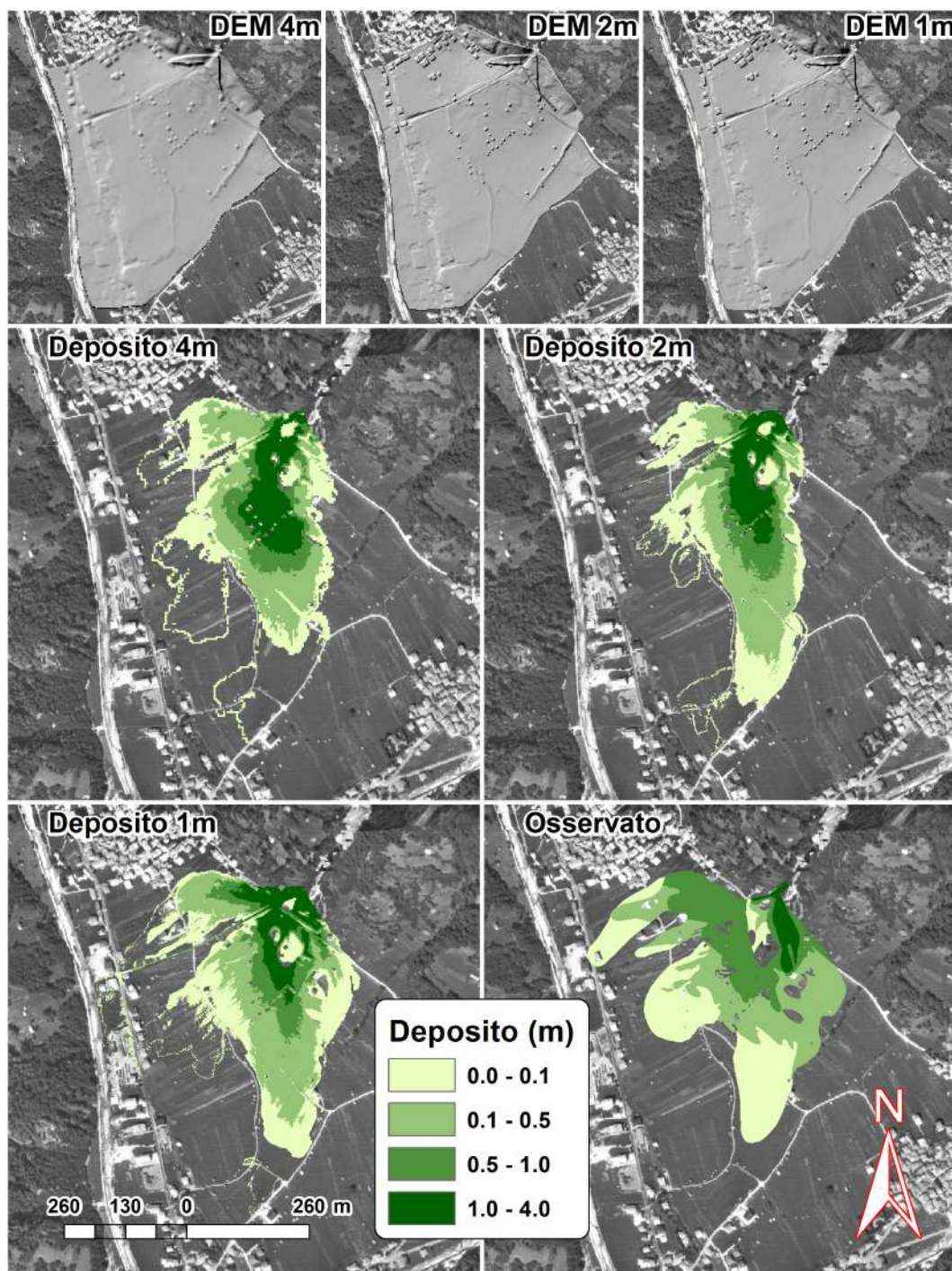


Figura 4.2. Tre DEM del conoide del Rio Lazer inondato da una colata detritica il 4/11/1966 con differenti dimensioni della griglia, 4 x 4, 4 x 4 ed 1 x 1 m (sopra), ed i corrispondenti risultati delle simulazioni di propagazione idraulica di una colata detritica insieme alla mappa dei depositi osservati (sotto) Gregoretta et al. (2016a) Flo-2D. L'area cerchiata in rosso é quella dove si hanno differenze tra i DEM 4 x 4 ed 1 x 1 m di circa 0.4 m.

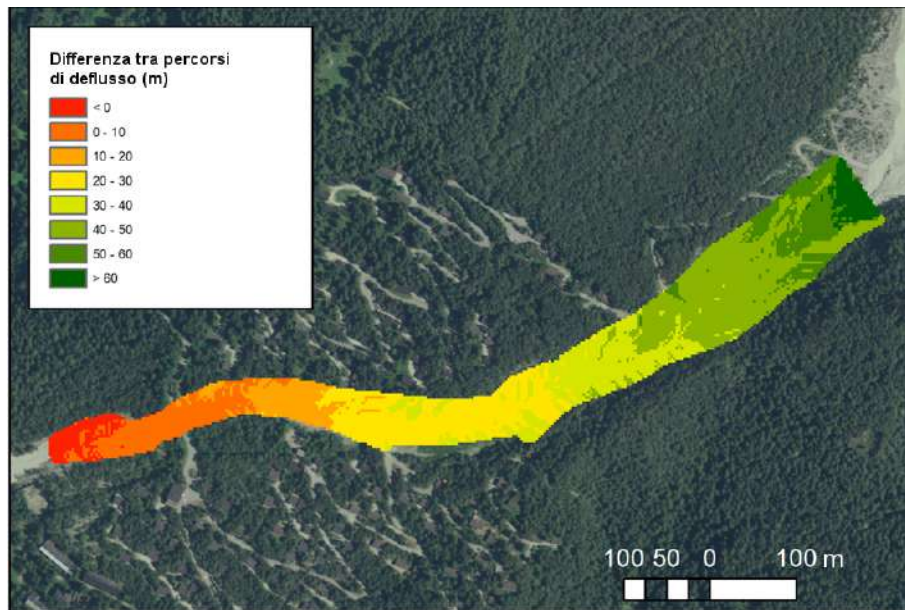


Figura 4.3. Differenze tra i percorsi di deflusso con griglia ad 1 x 1 m con quelli con griglia a 3 x 3 m.

La Figura 4.3 mostra le differenze tra le distanze dei vari punti del canale dal termine di quest'ultimo. La Figura 4.4 mostra invece la distribuzione delle pendenze medie dei percorsi di deflusso. Quelli corrispondenti alla griglia 1 x 1 m hanno pendenze medie percentualmente minori.

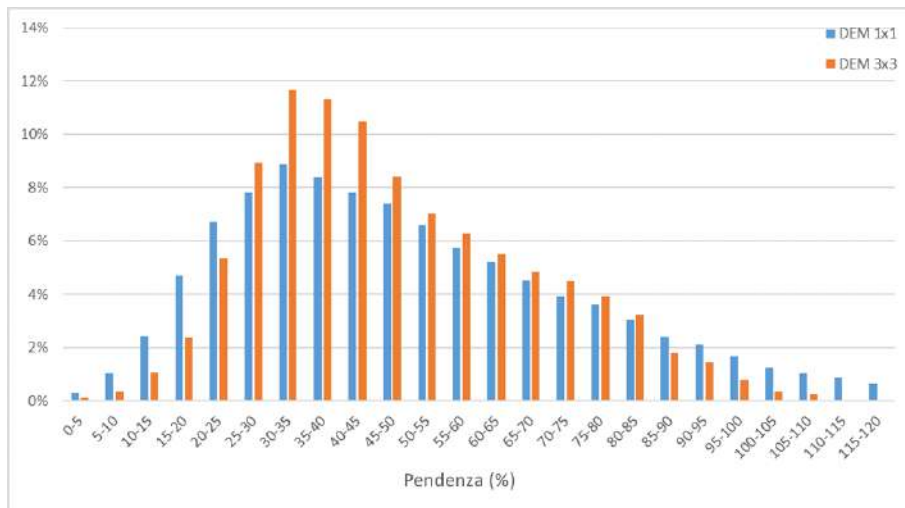


Figura 4.4. Distribuzione delle pendenze medie dei percorsi di deflusso con griglie 1 x 1 e 3 x 3 m.

# Capitolo 5

## Simboli

$A$  = area della cella;

$A_{OC}$  = overlapping area between simulated and observed zones subjected to deposition  $(A_{CO})_D$  or erosion  $(A_{CO})_E$ ;

$A_O$  = observed area subjected to deposition  $(A_O)_D$  or erosion  $(A_O)_E$ ;

$b_1$  = morphological exponent;

$C$  = coefficientn di conduttanza;

$c$  = concentrazione volumetrica del sedimento, ovvero della fase solida, della colata detritica;

$C_{sD}$  = sediment volumetric concentration threshold for deposition;

$C_F$  = solid volumetric concentration of the debris flow front;

$CFE$  = Courant-Friedrichs-Levi;

$c_*$  = concentrazione volumetrica dei sedimenti sul fondo;

$D$  = velocità di deposizione;

$d$  = grain size of the debris flow mixture;

$DEM$  = Digital Elevation Model;

$d_M$  = mean sediment diameter of the channel bed in the triggering area;

$E$  = velocità di erosione;

$g$  = accelerazione di gravità;

$GIS$  = Geographical Information System;

$h$  = altezza del deflusso della colata in una cella;

$K$  = coefficiente empirico di Egashira per la deposizione/erosione;

$LiDAR$  = Light Detection and Ranging

$Q$  = portata solido-liquida;

$Q_{ik}$  = portata scambiata dalla cella  $i$ , con la contigua  $k$ ;

$s_k$  = fattore di peso per la partizione del deflusso a moto uniforme;

$V$  = velocità media;

$V_C$  = simulated deposited  $(V_C)_D$  or entrained  $(V_C)_E$  sediment volume;

$V_{LIM}$  = upper limit velocity for deposition  $(U_{LIM-D})$  or erosion  $(U_{LIM-E})$ ;

- $V_{max}$  = valore massimo delle velocità medie nelle direzioni corrispondenti al deflusso uscente da una cella ;
- $V_O$  = observed deposited ( $V_O$ )<sub>D</sub> or entrained ( $V_O$ )<sub>E</sub> sediment volume;
- $w_k$  =fattore di peso per la partizione del deflusso a stramazzo;
- $z$  = quota del fondo;
- $\alpha$  = angle controlling deposition and entrainment;
- $\alpha_1$  = empirical coefficient;
- $\alpha_2$  = empirical coefficient;
- $\beta_1$  = empirical coefficient;
- $\beta_2$  = empirical coefficient;
- $\Delta t$  = passo di calcolo temporale;
- $\Delta x$  = dimensione della griglia;
- $\theta$  = angle formed by the horizontal and the line joining the centers of two neighboring DEM cells;
- $\theta_{LIM}$  = upper limit angle for deposition ( $\theta_{LIM-D}$ ) or erosion ( $\theta_{LIM-E}$ );
- $\Theta$  = angle formed by the horizontal and the line joining the centers of flow surface of two neighboring cells ;
- $\mu_B$  = Bingham viscosity;
- $\rho_f$  = water density;
- $\rho_m$  = debris flow mixture density;
- $\rho_s$  = sediment density;
- $\varphi_s$  = static friction angle;
- $\varphi_{qs}$  = quasi-static friction angle;

# Bibliografia

- Arattano, M., Savage, W.Z. 1994. Modelling debris flows as kinematic waves. *Bulletin of the International Association of*
- Armanini, A., Fraccarollo, L., and Rosatti, G., 2009. Two-dimensional simulation of debris flows in erodible channels. *Computers and Geosciences*. 35(5), 993 - 1006.
- Bates, PD, De Roo A.P.J., 2000. A simple raster-based model for flood inundation simulation *Journal of Hydrology*. 236, 54-77.
- Beasley, D.B., Huggins, L.F., and Monke, E.J. 1980. "ANSWERS: a model for watershed planning. *Trans ASAE*, 23, 938-944.
- Benda, L.E., Cundy, L.W. 1990, Prediction depositions of debris flow in mountain channels. *Canadian Geotechnical Journal*, 27, 409-417.
- Berger, C., McArdell, B.W., Schlunegger, F., 2011. Direct measurement of channel erosion by debris flows, Illgraben, Switzerland. *Journal of Geophysical Research*. 116, F01002, doi:10.1029/2010JF001722
- Bernard, M., Boreggio, M., Degetto, M. and Gregoretto, C. 2019 Model-based approach for design and performance evaluation of works controlling stony debris flow with an application to a case study at Rovina di Cancia (Venetian Dolomites, Northeast Italy). *Science of the Total Environment*, doi: 10.1016/j.scitotenv.2019.05.468
- Berti, M., R. Genevois, A. Simoni, and P.R. Tecca (1999), Field observations of a debris flow event in the Dolomites, *Geomorphology*, 29, 265–274. doi: 10.1016/S0169-555X(99)00018-5
- Boreggio, M., Bernard, M., Alberti, R., Gregoretto, C., 2019. Simulation of the debris flow occurred the 15 August 2010 on Rio Val Molinara Creek (northeast Italian Alps) 7th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation Golden 10-13 June, 573-580.

- Brufau, P., Garcia-Navarro, P., Ghilardi P., Natale, L., Savi, F., 2000. 1-D mathematical modelling of debris flow. *Journal of Hydraulic Research*, 38(6), 435-446.
- Chen, J., Arleen, A.H., Urbano, L.D., 2009. A GIS-based model for urban flood inundation. *Journal of Hydrology*. 373, 184-192.
- Chiang, S.H., Chang, K.T., Mondini, A.C., Tsai, B.W., Chen, C.Y., 2012. Simulation of event-based landslides and debris flows at watershed level. *Geomorphology*. 138, 306-318.
- Coe, J.A., Kinner D.A., Godt, J.W., 2008. Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology*, 96, 270-297.
- Courant, R., Friedrichs K., Lewy, H. 1967 On the partial difference equations of mathematical physics. *IBM Journal*, 215-234
- D'Agostino, V., Cesca, M., Marchi, L. 2010. Field and laboratory investigations of runout distances of debris flows in the Dolomites (Eastern Italian Alps). *Geomorphology*. 115, 294-304.
- Deangeli, C., 2008. CLaboratory granular flows generated by slope failures. *Rock Mechanics and Rock Engineering*. 41(1), 199-217.
- deRoo, A.P.J., Hazelhoff, L., and Burrough, P.A. 1989. Soil erosion modeling using ANSWERS and geographical information system. *Earth Surface and Process Landform*, 14, 517-532.
- Di Cristo, C., Iervolino, M., and Vacca, A., 2014. Applicability of Kinematic, Diffusion and Quasi-Steady Dynamic Wave Models to Shallow Mud Flows. *J. Hydrol. Eng.*,19(5), 956-965  
DOI:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000881
- Di Cristo, C., Iervolino, M., Moramarco M., Vacca, A., 2019. Applicability of Kinematic model for mud-flows: An unsteady analysis. *Journal of Hydrology*, 577, doi: 10.1016/j.jhydrol.2019.123967
- Egashira, S., Ashida, K., 1987. Sediment transport in steep slope flumes. *Proc. of Roc Japan Joint Seminar on Water Resources*.
- Egashira, S., Honda, N., Itoh T. 2001. Experimental study on the entrainment of bed material into debris flow. *Physics and Chemistry on Earth*, 26(9), 646-650.

- Ewen G, Parkin, G, O'Connell P.E. 2000. Shetran: distributed river basin flow and transport modeling system. *Journal of Hydrologic Engineering*, ASCE, 5(3), 250-258
- Fraccarollo L, Capart, H. 2002. Rieman wave description of erosional dam-break flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 461, 183-228.
- Frank, F., McArdell, B.W., Huggel C., Vieli. A., 2015. The importance of entrainment and bulking on debris flow runout modeling: examples from the Swiss Alps. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 15, 2569-2583, doi:10.5194/nhess-15-2569-2015.
- Gartner, J.E., Santi, P.M., Cannon S.H., 2015. Predicting location of post-fire debris flows erosion in the San Gabriel Mountains of southern California. *Natural Hazards*. doi:10.1007/s11069-015-1656-3
- Gregoretto C. 2000. Estimation of the maximum velocity of a surge of debris flow propagating along an open channel. *Interpraevent2000 Villach 26-30 June*, 99-108.
- Gregoretto, C., Dalla Fontana G., 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*. 22, 2248-2263.
- 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, doi:10.1016/j.jhydrol.2015.12.054
- Gregoretto, C., Degetto, M., Bernard, M., Crucil, G., Pimazzoni, A., De Vido, G., Berti, M., Simoni, A., Lanzoni, S., 2016a. Runoff of small rocky headwater catchments: Field observations and hydrological modeling. *Water Resources Research*.  
<http://doi.org/10.1002/2016WR018675>
- 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 *Frontier in Earth Sciences*, 6:80. doi: 10.3389/feart.2018.00080
- Gregoretto, C., Stancanelli, M.L., 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*, 569, 575-591; doi10.1016/j.jhydrol.2018.10.001

- Guthrie, R.H., Hockin, A., Colquhoun, L., Nagy, T., Evans, S.G., Aylesber, C., 2007. An examination of controls on debris flow mobility: Evidence from coastal
- Hungr, O., McDougall, S., Bovis, M. 2005. Entrainment of material by debris flows. In Jacob, M., Hungr, O. (eds) Debris-flows Hazards and Related Phenomena, Praxis, Chichester, 135-158.
- Horrit, M.S., Bates, P.D., 2001. Effects of spatial resolution on a raster based model of flood flow. *Journal of Hydrology*. 253, 239-249.
- Jacob, M.. 2005. Debris flows hazard analysis. In Jacob, M., Hungr, O. (eds) Debris-flows Hazards and Related Phenomena, Praxis, Chichester, 411-443.
- Jain, M.K., Kothyari, U.C., Ranga Raju, K.G., 2005. GIS based distributed model for soil erosion and rate of sediment outflow from
- Jordan M. 1994. Debris Flows in the Southern Coast Mountains, British Columbia: Dynamic Behaviour and Physical Properties. PhD. thesis, University of British Columbia, Vancouver, BC.
- Lanzoni S., Gregoretto C., Stancanelli L.M., 2017. Coarse-grained debris flow dynamics on erodible beds. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 122, doi:10.1002/2016JF004046.
- Marchi, L., M. Arattano, and A. M. Deganutti (2002), Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps), *Geomorphology*, 46, 1–17. doi: 10.1016/S0169-555X(01)00162-3
- Mascarenhas, F.C.B., Miguez, M.G., 2002. Urban flood control through a mathematical cell model. *Water International IWRA*. 27(2),208-218.
- Medina, V., Hurlimann, M. and Bateman A., Application of FLATModel, a 2D finite volume code, to debris flows in the Northeastern part of Iberian Peninsula Experimental evidences and numerical
2009. Miguez, M.G., Canedo de Magalhaes, L.P., Vellozo D'Alterio, C.F., Plannig and design of urban flood control measures: assessing effect combination. *Journal of Urban Planning and Development ASCE*. 135(3), 100-109.

- Miguez, M.G., Mascarenhas, F.C.B., Verol, A.P., 2011. A mathematical model for urbanflood simulation and flood control design. *Acqua e città* 2011 - 4<sup>o</sup> Convegno Nazionale di Idraulica Urbana Venezia, 21-24 Giugno.
- Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, G.A.W., Auerswald, K., Ghisci, G., Torri D., and Styczen, R.E. 1998. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from field and small catchments. *Earth Surface and Process Landform*, 23, 527-544.
- O'Brien J.S., Julien P.J., Fullerton F.T. 1993. Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulic Engineering*. ASCE. 119(2), 244-261.
- O'Brien J.S. 2007.FLO-2D Reference Manual.  
<http://www.flo-2d.com/download/>
- Okano, K., H. Suwa, and T. Kanno (2012), Characterization of debris flows by rainstorm condition at a torrent on the Mount Yakedake volcano, Japan, *Geomorphology*, 136, 88–94. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.04.006
- Riccardi, G.A., 1997. The mathematical modelling of flood propagation for the delineation of flood risk zones. *Sustainability of water resources under increasing uncertainty. Proceedings of the Rabat Symposium*. IAHS Publ. 240.
- Rickenmann, D., 2005. Runout prediction methods. In Jacob, M., Hungr, O. (eds) *Debris-flows Hazards and Related Phenomena*, Praxis, Chichester, 305-321.
- Rickenmann, D., Laigle, D., McArdell, B.W., Hubl, J. 2006. Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. *Computational Geosciences*. 10., 2, 241-264
- Rosatti, G., Begnudelli L. 2013. Two dimensional simulations of debris flows over mobile beds: Enhancing the TRENT2D model by using a well-balanced generalized Roe-type solver. *Computers and Fluids*. 71, 179-185, doi10.1016/j.compfluid2012.10.006
- Scheidl, C., Rickenman, D., 2010. Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition fans. *Earth Surface Processes and Landforms*. 35, 157-173.

- Staley D. M., Wasklewicz, T.A., Blaszczyński J.S. 2006. Surficial patterns of debris flow deposition on alluvial fans in Death Valley, CA, using airborne laser swath mapping data. *Geomorphology*. 74, 152-163.
- Stock, J.D., Dietrich, W.E. 2003. Erosion of steepland valleys by debris flows: evidence of topographic signature. *Water Resources Research* doi:10.1029/2001WR001057.
- Stock, J.D., Dietrich, W.E. 2003. Valley incision by debris flows: evidence of topographic signature. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 118, 1125-1148 doi:10.1130/B25902.1.
- Stolz, A., Huggel, C. 2008. Debris flows in the Swiss National Park: the influence of different flow models and varying DEM grid size on modeling results. *Landslide*, 5, 311-319 doi:10.1007/s10346-008-0125-4
- Takahashi, T., 2007. *Debris Flows: Mechanics, Prediction and Countermeasures*
- Tiranti, D., and Deangeli C. 2015. Modeling of debris flow depositional patterns according to the catchment and sediment source area characteristics. *Frontier in Earth Science*, v. 3, doi10.3389/feart.2015.00008
- Tognacca, C., 1999. *Beitrag zur Doctoral Thesis*, ETH Zurich
- Whipple K.X., Dunne, T. 1992. The influence of debris flow rheology on fan morphology, Owens Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*. 104, 887-900
- Zanobetti, D., Lorgere, H., Preissman A., Cunge, J.A. 1970. Mekong Delta mathematical program construction. *Journal of Waterways and Harbour Division ASCE*. 96(2), 181-199.