



Marco Demateis Raveri, Giulia Evangelista, Irene Monforte*

TARATURA DEL MODELLO FLOODALP SU BACINI DELL'ARCO ALPINO NORD-OCCIDENTALE

CALIBRATION OF FLOODALP MODEL IN NORTH-WESTERN ALPINE BASINS

Questo studio mira ad investigare in quali modalità l'effetto di area parzialmente contribuyente alla formazione di portata indotto dall'accumulo nivale ed il coefficiente di deflusso influiscano sulla curva di frequenza di piena in zone montuose. Per il raggiungimento di tale obiettivo è stato utilizzato il modello FloodAlp, all'interno del quale è ampiamente studiata l'influenza della parametrizzazione delle caratteristiche ipsometriche del bacino idrografico. In conclusione, è effettuata la calibrazione dei coefficienti di deflusso per più di 100 bacini strumentati localizzati nell'arco alpino nord-occidentale.

Parole chiave: Alpi, Rischio alluvionale, Idrologia montana.

This study explores how the partial contributing area effect due to snow accumulation, on the one hand, and the basin runoff coefficient, on the other hand, shape the flood frequency curve in high elevation areas. To this end, the geomorphoclimatic model FloodAlp is used. The influence of the parametrization of the basin's hypsometric features within the model is widely investigated and the runoff coefficients for more than 100 gauged basins in north-western Italy are calibrated.

Keywords: Alps, Flood Risk, Mountain Hydrology.

1. INTRODUZIONE

La valutazione del rischio alluvionale e la sua relazione con il regime di frequenza delle precipitazioni estreme è un tema largamente affrontato in letteratura. Tuttavia, esso ha storicamente ricevuto più attenzioni nelle regioni temperate rispetto alle aree montane, dove l'effetto del cambiamento climatico può colpire molto più drasticamente che in altri contesti, con annesse problematiche di pianificazione e gestione del territorio (De Jong, 2015). L'aumento delle temperature osservato negli ultimi decenni influisce inevitabilmente sui processi del ciclo dell'acqua, favorendo una fusione nivo-glaciale più rapida (Shea et al., 2021) ed influenzando in larga misura i tempi ed i volumi del deflusso superficiale (Schneeberger et al., 2015). Inoltre, i fenomeni di surriscaldamento agiscono direttamente sulla quota dello zero termico, innalzandola, riducendo così la frequenza delle precipitazioni a carattere nevoso.

In questo contesto si inserisce il modello geomorfoclimatico *FloodAlp* (Allamano et al., 2009) il quale, basandosi sull'approccio della distribuzione derivata, fornisce uno strumento per la valutazione della curva di frequenza di piena in bacini ad alta quota. L'approccio di tipo geomorfoclimatico previsto dal modello consente di superare il problema relativo alla scarsità delle osservazioni disponibili che si manifesta tipicamente nei bacini montani. Un unico parametro all'interno del modello necessita infatti di calibrazione.

Le attività svolte all'interno di questa ricerca muovono dall'intento di indagare come la curva di frequenza di piena di bacini ad alta quota sia ben riprodotta dal modello, con un particolare focus su quale sia l'influenza della modalità di parametrizzazione della curva ipsometrica del bacino. Ne viene quindi proposta, ed implementata, una formulazione alternativa a quella originariamente adottata.

*Politecnico di Torino, Dipartimento di Ingegneria per l'Ambiente, il Territorio e le Infrastrutture (DIATI), Torino, 10129, Italia; Corrispondenza: marco.demateis@polito.it





La base di partenza necessaria allo sviluppo di questo lavoro è l'aggiornamento delle basi dati idrometriche e pluviometriche necessarie, rispettivamente, alla validazione del modello ed alla determinazione dei parametri pluviometrici di input. Successivamente, definita l'area di studio, costituita da 121 bacini dell'arco alpino nord-occidentale, si sono indagati i parametri necessari all'applicazione del modello, evidenziandone la variabilità in funzione delle metodologie utilizzate per la loro determinazione. Infine, il modello è stato applicato ai bacini idrografici selezionati, analizzando i risultati forniti dalle differenti configurazioni adottate ed effettuando una calibrazione dei coefficienti di deflusso sfruttando le osservazioni idrometriche disponibili.

I risultati di questo lavoro possono fornire una base per l'individuazione di caratteristiche rilevanti in relazione all'impatto del cambiamento climatico sulle alluvioni in bacini montani, a seguito di variazioni delle temperature e delle statistiche delle precipitazioni estreme.

2. AGGIORNAMENTO ED INTEGRAZIONE DELLE BASI DATI

L'intento di indagare le caratteristiche della curva di frequenza di piena in maniera sistematica sui bacini dell'arco alpino implica la necessità di una base dati idrologica il più possibile aggiornata ed uniforme sull'area di interesse. Nel presente paragrafo si riportano dettagliatamente le metodologie e le fonti utilizzate ai fini dell'integrazione delle basi dati disponibili sul territorio delle Regioni Piemonte e Valle d'Aosta. In particolare, le basi informative aggiornate in questa fase sono costituite da un lato dagli estremi annui di portata giornaliera, dall'altro dai massimi annui delle altezze di pioggia giornaliera.

2.1 Integrazione della base dati idrometrica

La scelta di validare il modello adottando estremi di portata giornaliera risiede nella maggiore disponibilità di questa tipologia di dato rispetto al dato di portata al colmo, oltre che nella coerenza con la tipologia dell'informazione pluviometrica adottata.

L'aggiornamento della base dati di portate estreme giornaliere annue è avvenuto sulla base di fonti differenti, ma interconnesse. Essendo il *Catalogo delle piene dei corsi d'acqua italiani* (Claps et al., 2020) la più recente raccolta sistematica di osservazioni di portata disponibile in Italia, questo è stato adottato come base di partenza da aggiornare e/o validare. Le informazioni contenute nel *Catalogo* sono state innanzitutto confrontate accuratamente con i dati provenienti dal *Catalogo delle portate massime annuali al colmo del bacino occidentale del Po* (Arpa Piemonte, 2013). Per quanto riguarda le osservazioni storiche, antecedenti il 1991, la verifica ed il completamento del database sono state svolte facendo riferimento agli *Annali idrologici* da un lato e alla *Pubblicazione 17 del Servizio Mareografico e Idrografico Nazionale* (Servizio Idrografico, 1980) dall'altro.

Le osservazioni più recenti, tipicamente successive agli anni '90, sono state integrate consultando la *Banca Dati Idrologica* fornita da *Arpa Piemonte*, fruibile gratuitamente online. Complessivamente, 692 osservazioni sono state integrate nella base informativa del *Catalogo delle piene dei corsi d'acqua italiani* (Claps et al., 2020).

2.2 Integrazione della base dati pluviometrica

La base dati pluviometrica utilizzata comprende tutti i dati di altezza massima di pioggia giornaliera annua registrati dal 1910 fino al 2021, per un totale di 718 stazioni pluviometriche. I dati utilizzati per la costruzione del database provengono dagli *Annali Idrologici*, per quanto riguarda le osservazioni storiche, e dalla *Banca Dati Meteorologica* fornita da *Arpa Piemonte* per le osservazioni più recenti. Tale base dati è tutt'oggi in fase di aggiornamento e revisione.

3. AREA DI STUDIO E SELEZIONE DEI BACINI DI INTERESSE

L'area di studio comprende parte delle Regioni italiane di Piemonte, Valle d'Aosta, Lombardia, Liguria e parte di Francia e Svizzera, per un totale di 121 bacini idrografici aventi sezione di chiusura in territorio piemontese o valdostano, come riportato in *Figura 1*. L'estensione areale della regione oggetto di studio risulta essere di 27522 km². Il campione analizzato costituisce un sottoinsieme di un database più ampio, rappresentato dall'*Atlante dei Bacini Imbriferi Piemontesi* (Gallo et al., 2013). I bacini sono stati selezionati sulla base dei seguenti criteri:

- i. Stazioni di misura che sottendono bacini idrografici aventi quota media non inferiore a 1000 m s.l.m.;
- ii. Stazioni di misura aventi almeno 10 osservazioni di portata estrema giornaliera annua.

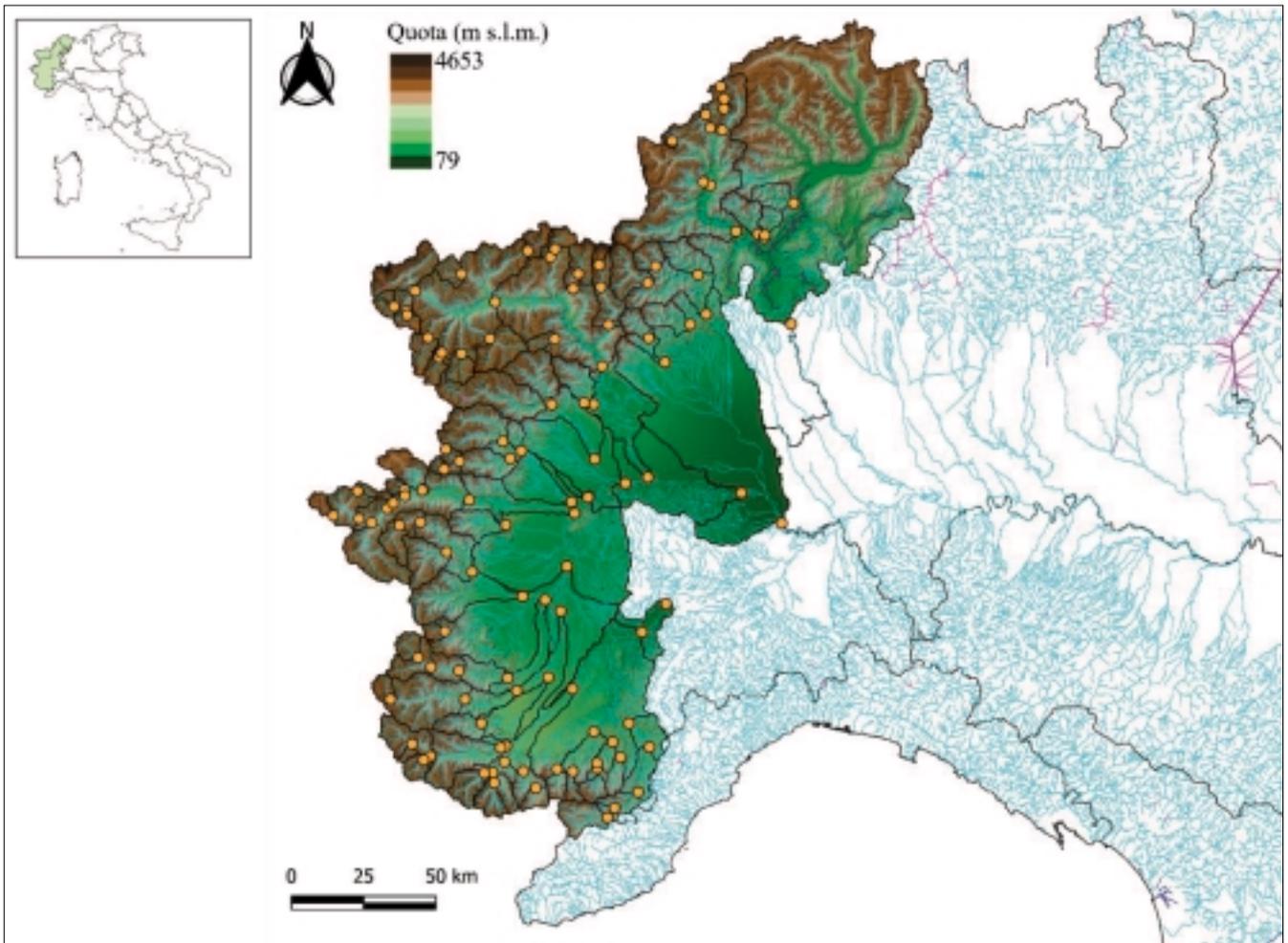


Figura 1 - Inquadramento e modello digitale del terreno dell'area di studio. Le sezioni di chiusura strumentate utilizzate nello studio sono riportate in colore arancio. Il reticolo idrografico di riferimento, riportato in colore azzurro, è fornito dall'Istituto Superiore per la Ricerca e la Protezione Ambientale (ISPRA).

4. IL MODELLO GEOMORFOCLIMATICO FLOODALP

Il modello *FloodAlp* (Allamano *et al.*, 2009) opera sulla relazione esistente tra la formazione delle piene e la distribuzione delle quote all'interno del bacino. L'ipotesi alla base del modello è l'esistenza di un meccanismo sottrattivo dell'area del bacino contribuente alla formazione del deflusso (Figura 2). La porzione di bacino da considerarsi "attiva" e nota come *area contribuente* ($A_c(t)$) è quella che riceve precipitazioni in forma liquida e si trova al di sotto della quota dello zero termico (Fig. 2a). In termini medi, l'andamento dello zero termico $ZT(t)$ è stagionale ed è schematizzato nel modello adottando un andamento simmetrico lineare (Fig. 2b). L'interazione tra il regime termometrico e le quote caratteristiche del bacino comporta l'individuazione di tre differenti regimi: i) RI: stagione invernale; ii) RII: stagione intermedia; iii) RIII: stagione estiva, i quali definiscono l'estensione temporale dei periodi di accumulo o di fusione della neve. Dall'impostazione descritta deriva il fatto che il rapporto tra l'area contribuente e l'area totale del bacino, noto come *fattore di riduzione areale* $f_c(t)$, vari nel tempo ed in misura dipendente dall'ipsometria del bacino, essendo:

$$f_c(t) = \begin{cases} 0 & t \in RI \\ \frac{(1+\zeta)(ZT(t)-z_{min})}{\zeta(ZT(t)-z_{min})+z_{max}-z_{min}} & t \in RII \\ 1 & t \in RIII \end{cases} \quad (1)$$

dove z_{min} e z_{max} sono rispettivamente la quota minima e massima del bacino e ζ è un parametro che controlla il grado di curvatura della curva ipsometrica. L'interazione descritta dalla (1) verrà discussa nel dettaglio nel paragrafo 4.2.

Il modello considera il deflusso come la somma di un contributo della precipitazione liquida che interessa l'area contribuyente ed uno di fusione nivale $SM(t)$, secondo la relazione:

$$q = C \cdot f_c(t) \cdot h + SM(t) \quad (2)$$

dove q è la portata specifica (mm/h), C è il coefficiente di deflusso (-), h è l'altezza di pioggia (mm) e t è la data giuliana (giorno). $SM(t)$ è una componente deterministica considerata nulla durante la stagione invernale RI e variabile nelle stagioni RII e RIII. Il processo di precipitazione è modellato secondo una distribuzione di Poisson, con tasso di accadimento degli eventi λ ed altezza di pioggia h , la quale è descritta da una variabile casuale esponenzialmente distribuita con media α . Come anticipato, la durata delle precipitazioni considerata per h è, in questo lavoro, quella giornaliera. Di conseguenza, q è una portata specifica media giornaliera, valutata in mm/giorno. A partire dalla distribuzione di probabilità delle precipitazioni, la distribuzione delle portate viene derivata analiticamente in forma chiusa, come mostrato in *Allamano et al. (2009)*.

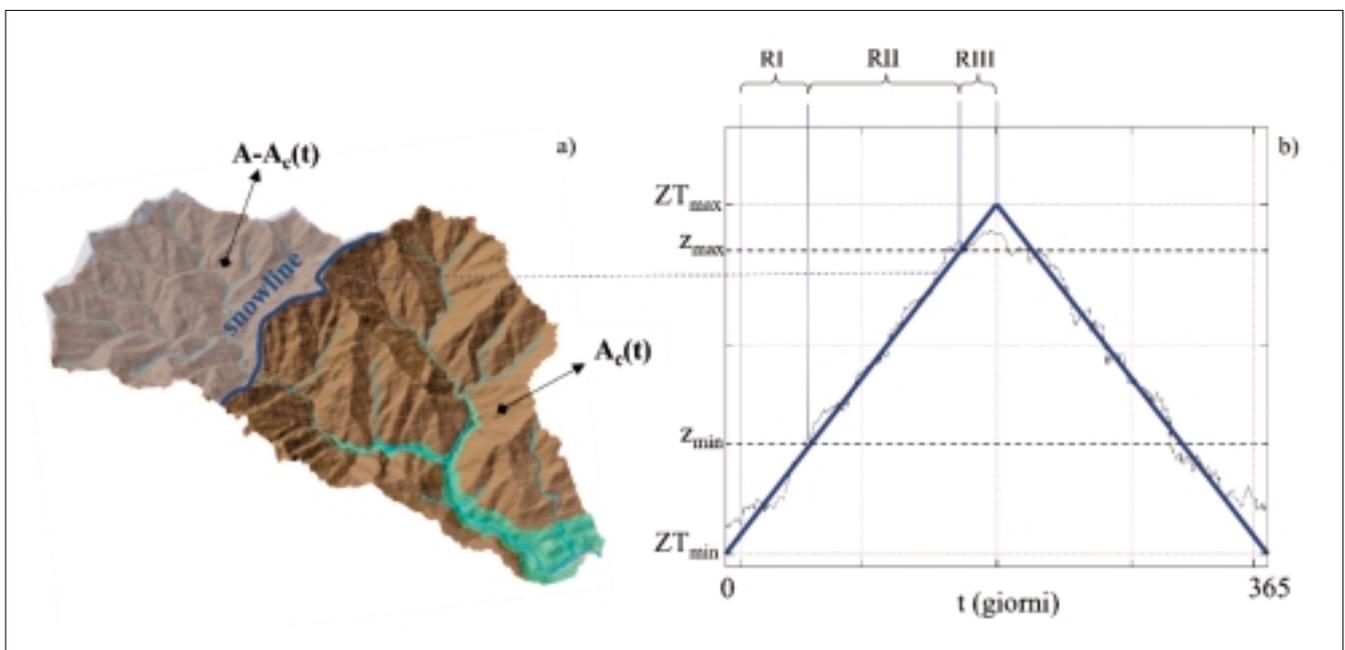


Figura 2 - Rappresentazione schematica del concetto di area contribuyente alla base del modello in funzione del regime termometrico del bacino (a). In (b), la linea in blu rappresenta il regime termometrico annuale semplificato.

4.1 Specifiche del modello - parametri di input

Ai fini dell'applicazione sistematica del modello nella sua formulazione originaria, sono necessari i seguenti parametri di input:

- i valori estremi di variabilità della quota dello zero termico, ZT_{min} e ZT_{max} , assunti in questo lavoro pari rispettivamente a 0 e 3000 m s.l.m., secondo quanto suggerito in *Allamano et al. (2009)*;
- i parametri della distribuzione di Poisson per la precipitazione, α e λ , ed il valore di precipitazione media totale areale annua R ;
- il coefficiente di deflusso C , il quale è stato assunto unitario in prima battuta, per poi procedere ad una sua taratura;
- le quote massima e minima del bacino ed il parametro di flesso ζ .

Quest'ultimo controlla la distribuzione delle aree a quote diverse del bacino, rappresentando così un indicatore di quanto questo possa essere interessato da significative fluttuazioni nella posizione della *snowline*. All'aumentare del valore di ζ , il quale non può assumere valori inferiori a -1, la curva ipso-metrica assume sempre più un andamento meno sinuoso. I valori di ζ per il campione di bacini indagato variano tra -0.42 e circa 5. Per i dettagli di calcolo, si rimanda a *Allamano et al. (2009)*.

Per quanto riguarda i parametri pluviometrici α e λ , questi sono stati determinati considerando la rete pluviometrica disponibile nella zona di interesse, selezionando le stazioni aventi almeno 10 anni di estremi annui giornalieri. Al fine di evitare la ridondanza del dato legata ad eventuali spostamenti della stazione, coppie di pluviometri poste ad una distanza inferiore di 1 km sono state accorpate, procedendo con il fare una media del dato qualora, per un determinato anno, questo fosse stato registrato da entrambi i pluviometri. Tali operazioni hanno portato a ridurre il numero delle stazioni utilizzate da 718 a 623. I parametri della distribuzione di Poisson sono stati determinati come segue a partire dai parametri della distribuzione di Gumbel θ_1 e θ_2 :

$$\alpha = \theta_2 \quad \lambda = \exp\left(\frac{\theta_1}{\theta_2}\right) \quad (3)$$

Una volta stimati i parametri α e λ localmente per ciascuna stazione pluviometrica, questi sono stati interpolati nello spazio mediante la tecnica del *kriging*, a cui è seguita l'operazione di calcolo del parametro medio a scala di bacino. In *Figura 3* sono riportate le mappe ottenute per i parametri α e λ .

Infine, la precipitazione totale annua media a scala di bacino è stata calcolata elaborando le mappe di altezza di pioggia media mensile fornite da *Braca et al. (2021)*, con valori che variano tra gli 800 e i 2000 mm.

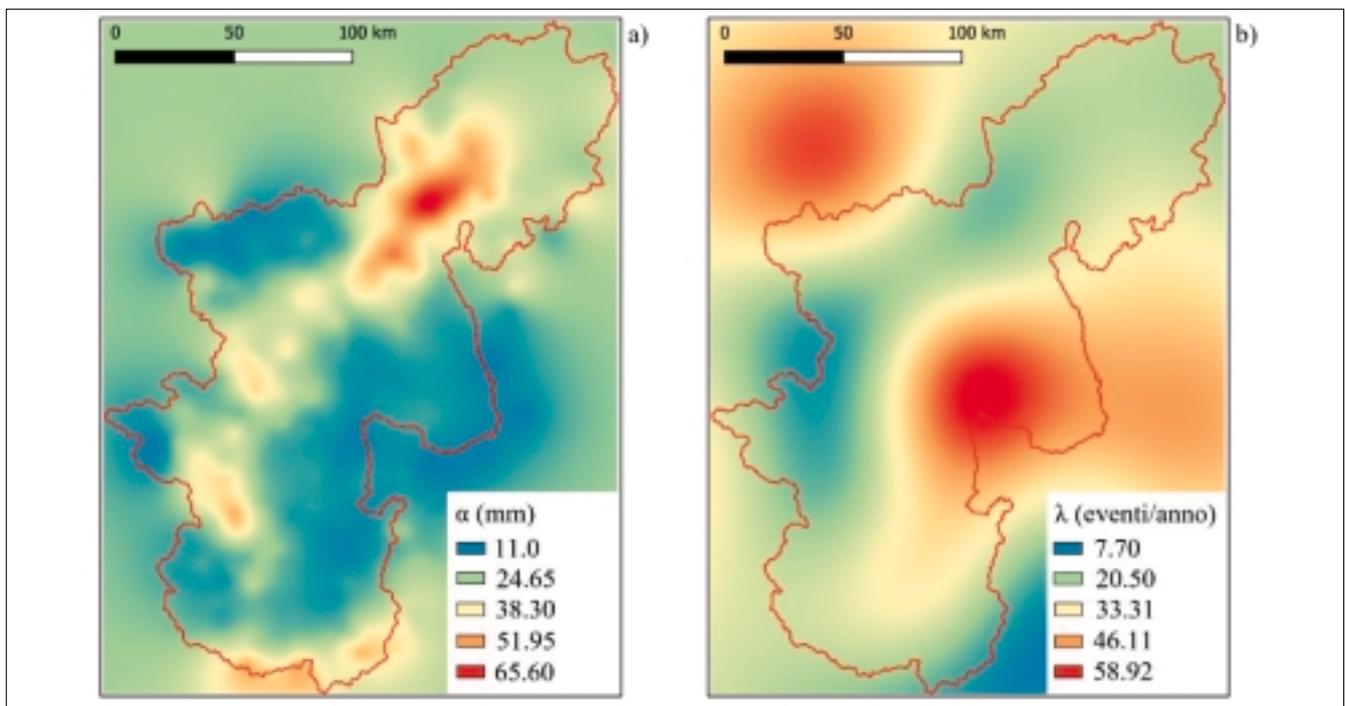


Figura 3 - Mappe dei parametri pluviometrici α (a) e λ (b) ottenute mediante interpolazione con kriging.

4.2 Confronto tra funzioni di modellazione della curva ipsometrica

Come anticipato nel paragrafo 4, le caratteristiche ipsometriche del bacino rivestono un ruolo primario nella costruzione del modello. Nella sua formulazione originaria, esso prevede la parametrizzazione della curva ipsometrica mediante una funzione semplificata ad 1 parametro, ζ appunto. Tale modellazione è equivalente in termini di integrale ipsometrico, ovvero di area sottesa alla curva ipsometrica empirica derivante dall'elaborazione del modello digitale del terreno. Tuttavia, esse possono differire anche in maniera significativa in termini di forma. La *Figura 4* mostra la variabilità del grado di sinuosità delle curve ipsometriche empiriche per il campione di bacini analizzato. Una prima categoria di bacini presenta una concavità nella porzione sommitale ed una convessità in quella finale. Sono tipiche di questo gruppo le curve ipsometriche di bacini dei fiumi Chisone e Dora Baltea. Una seconda famiglia di curve, a cui appartengono quelle di bacini dei fiumi Tanaro e Po, presenta invece una generale concavità verso l'alto e valori ridotti dell'integrale ipsometrico. Dal momento che la prima categoria di forma

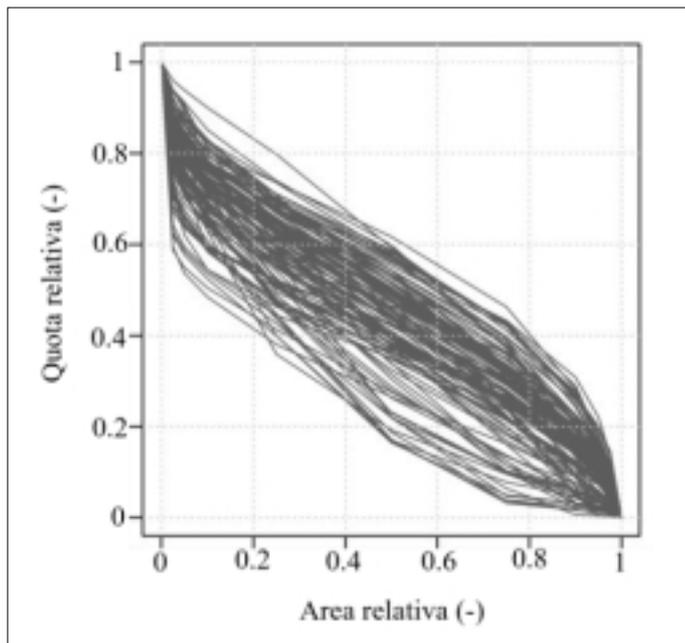


Figura 4 - Fascio delle curve ipsometriche per il campione di 121 bacini analizzato.

verse formulazioni per due bacini di esempio, il Toce chiuso a Domodossola ed il Cervo chiuso a Vigliano Biellese, sono mostrati in *Figura 5*. In particolare, le *Figure 5a* e *5c* mostrano la bontà di interpolazione dei quantili empirici della curva ipsometrica da parte delle formulazioni ad uno (in rosso) e due parametri (in blu).

Dall'andamento della curva ipsometrica dipende quello del fattore contribuente $f_c(t)$, ovvero la porzione di bacino che contribuisce al deflusso superficiale durante l'anno (*Fig. 5b* e *5d*). $f_c(t)$ è stato determinato invertendo la funzione di Strahler come segue:

$$f_c(t) = 1 + \frac{x_0(y^{\frac{1}{z}} - 1)}{x_0 + y^{\frac{1}{z}}} \quad (5)$$

avendo posto:

$$y = \frac{ZT(t) - z_{min}}{z_{max} - z_{min}} \quad (6)$$

I dettagli della derivazione sono descritti in *Demateis Raveri M. (2022)*.

Si nota come, per il bacino del Toce chiuso a Domodossola, la formulazione a due parametri comporta una maggiore percentuale di area contribuente durante le stagioni calde ed una sua riduzione durante la stagione invernale (*Fig. 5b*). Le differenze evidenziate risultano meno marcate quanto più si riduce il valore dell'integrale ipsometrico, fino a risultare trascurabili nei casi in cui venga meno la doppia curvatura assunta dalla curva ipsometrica (*Fig. 5d*). Come verrà mostrato nel seguito, il differente andamento di $f_c(t)$ ha un effetto diretto sulla curva di frequenza di piena restituita dal modello.

È stata inoltre considerata una formulazione della curva ipsometrica a 3 parametri (*Prashanta e Shaleen, 2021*), costruita a partire dalla funzione di Strahler con l'aggiunta di un parametro, il quale consente una maggiore adattabilità della funzione alla curvatura iniziale e finale della curva ipsometrica. Tale modello fornisce chiaramente un'approssimazione ancora migliore della curva empirica. Tuttavia, si è ritenuto che la formulazione a due parametri costituisca un buon compromesso tra la bontà dell'approssimazione e la non onerosità di stima dei parametri.

non viene correttamente rappresentata da una funzione ad un solo parametro, si è ricercata, ed implementata nel modello, una formulazione che fosse in grado di catturare anche le forme più complesse.

La funzione adottata è quella proposta da Strahler (*Strahler, 1952*), secondo la formulazione:

$$y = \left(\frac{1-x}{x+x_0} x_0 \right)^z \quad (4)$$

essendo x_0 e z parametri agenti rispettivamente sull'integrale ipsometrico e sul grado di sinuosità della curva. Più nello specifico, curve cosiddette "ad S" sono caratterizzate da valori di z inferiori ad 1, valori maggiori dell'unità identificano invece curve a singola concavità verso l'alto. x_0 e z sono stati stimati iterativamente mediante ottimizzazione ai minimi quadrati non lineari.

I risultati derivanti dall'adozione delle due di-

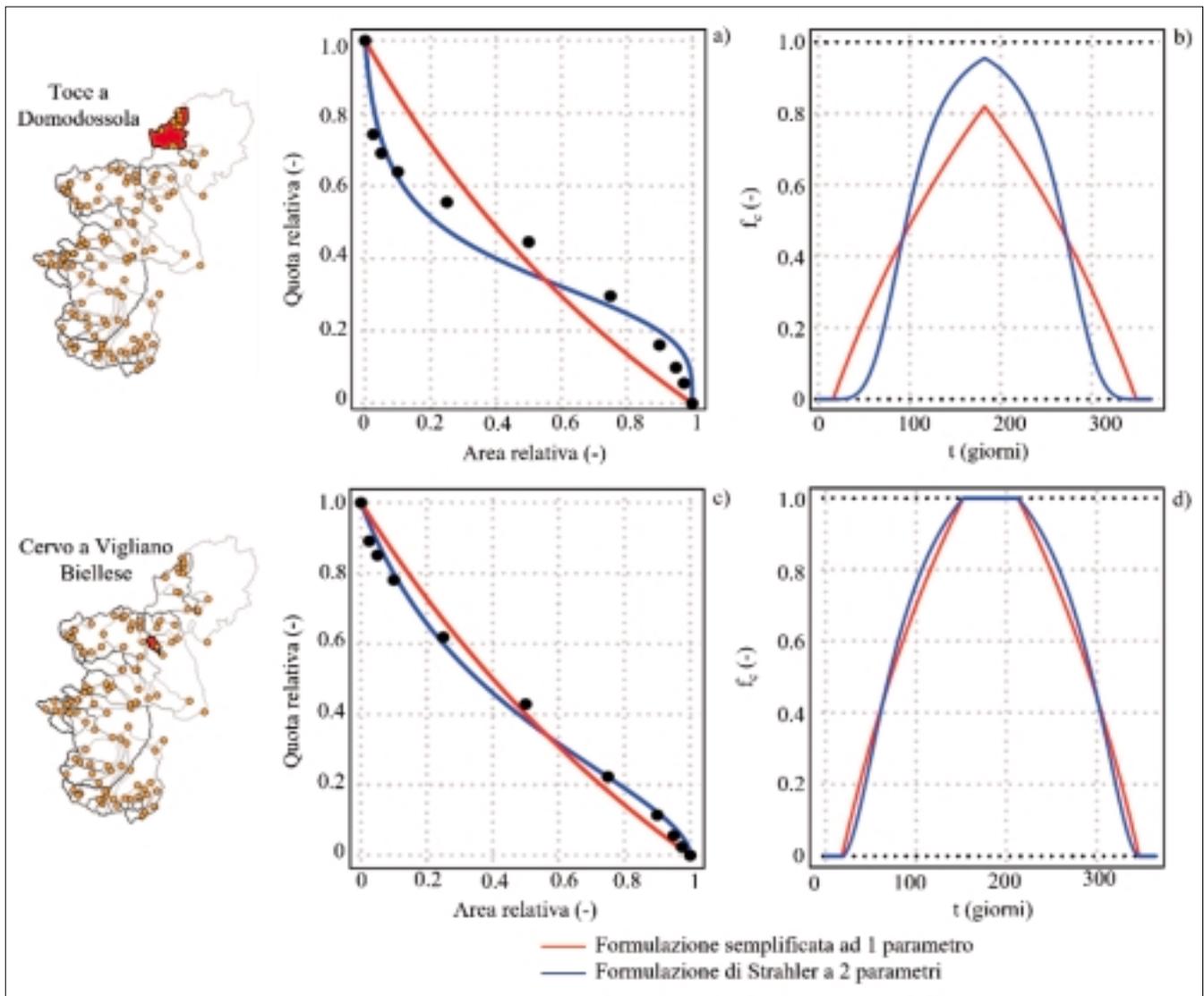


Figura 5 - Confronto dei risultati della curva ipsometrica (a e c) e del fattore contribuente (b e d) ottenuti mediante modellazione della curva ipsometrica con funzione semplificata ad un parametro (in rosso) e con funzione di Strahler a due parametri (in blu) per due bacini, il Toce chiuso a Domodossola ($A=919.44 \text{ km}^2$, $z_{\text{media}}=1826 \text{ m s.l.m.}$) e il Cervo chiuso a Vigliano Biellese ($A=132.53 \text{ km}^2$, $z_{\text{media}}=1257 \text{ m s.l.m.}$). La presenza di un “plateau” superiore in d) è dovuta alla classificazione del Cervo a Vigliano Biellese come bacino “bounded” ($z_{\text{max}} < ZT_{\text{max}}$) (si veda Allamano et al. , 2009).

5. APPLICAZIONE DEL MODELLO *FloodAlp* E DISCUSSIONE DEI RISULTATI

Per valutare le prestazioni del modello *FloodAlp* nella previsione della distribuzione della frequenza delle piene, il modello è stato applicato ai 121 bacini montani selezionati, confrontando i risultati ottenuti nelle differenti configurazioni utilizzate. I risultati ottenuti per le sezioni di esempio Toce a Domodossola e Cervo a Vigliano Biellese sono riportati in *Figura 6*, dove le curve rosse e blu rappresentano, rispettivamente, la curva di frequenza delle portate ottenuta utilizzando la formulazione semplificata o quella di Strahler per la parametrizzazione della curva ipsometrica. In prima battuta, le curve di frequenza del modello sono state ottenute ponendo $C=1$. I punti in grigio rappresentano gli estremi annui di portata massima giornaliera forniti dal *Catalogo delle Piene dei Corsi d’Acqua Italiani* (Claps et al., 2020) a valle dell’aggiornamento descritto nel paragrafo 2.1. La curva nera tratteggiata rappresenta invece la curva di distribuzione delle precipitazioni di Gumbel. Avendo considerato, in questa sede, un coefficiente di deflusso unitario, lo scostamento esistente tra la curva di frequenza pluviometrica e la curva di frequenza di piena è dovuto unicamente all’attenuazione del deflusso indotta dalla porzione di bacino coperta da neve.

Si nota da Figura 6 come la funzione di modellazione a due parametri fornisca valori di portata specifica, a parità di periodo di ritorno, maggiori rispetto a quelli forniti dalla formulazione semplificata ad un parametro. Coerentemente con quanto osservato nelle Figure 5b e 5d, le curve di frequenza ottenute nelle due configurazioni presentano uno scostamento rilevante nel caso del bacino del Toce (Figura 6a), mentre sono del tutto sovrapponibili per il bacino del Cervo (Figura 6b).

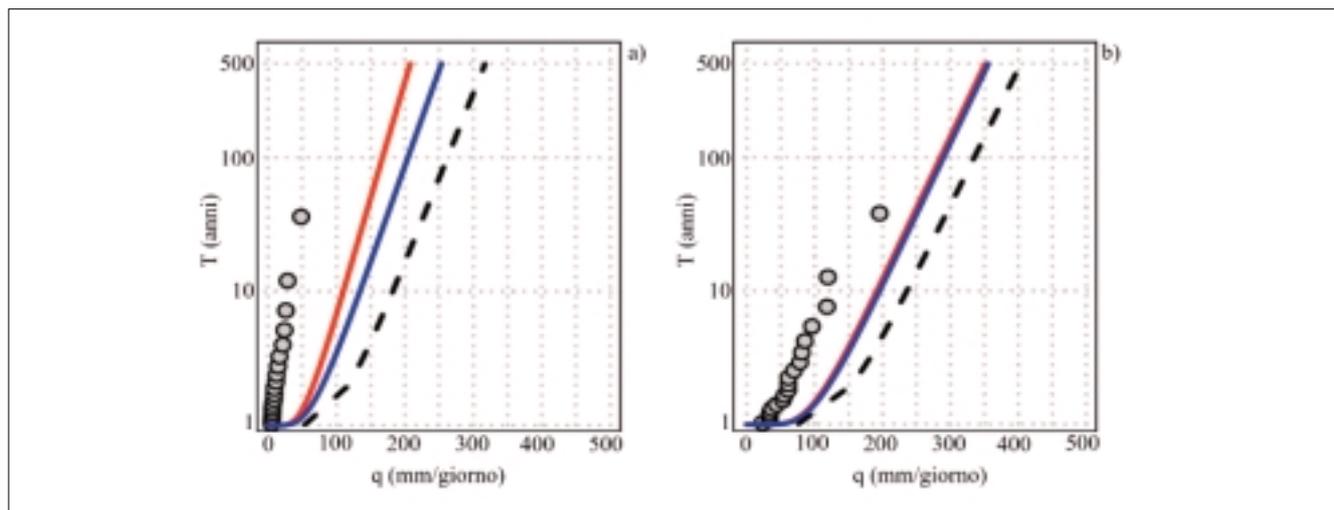


Figura 6 - Curve di frequenza di piena restituite dal modello *FloodAlp* per i bacini Toce a Domodossola (a) e Cervo a Vigliano Biellese (b). I colori rosso e blu si riferiscono, rispettivamente, alla formulazione semplificata e a quella di Strahler per la modellazione della curva ipsometrica.

5.1 Taratura del coefficiente di deflusso

I risultati precedenti sono stati ottenuti adottando un coefficiente di deflusso C unitario, considerando quindi l'attenuazione della piena dovuta al solo contributo dell'accumulo nevoso. Nella realtà dei fenomeni, una quota parte dell'attenuazione è legata alla trasformazione della precipitazione lorda in un'aliquota netta che contribuisce al deflusso. È possibile quindi effettuare una taratura del coefficiente di deflusso ricercando, per via iterativa, il valore che impone il passaggio della curva di frequenza restituita dal modello per il punto rappresentato dalla osservazione massima disponibile. La taratura, avvenuta per entrambe le configurazioni ipsometriche considerate, non è stata sempre possibile: sono stati riscontrati casi in cui la curva ottenuta adottando un coefficiente di deflusso unitario producesse una portata specifica, a parità di periodo di ritorno, inferiore rispetto alla massima osservazione disponibile. In altre parole, le curve di Figura 6 si trovavano a sinistra delle osservazioni. Ciò è avvenuto in particolar modo utilizzando la formulazione semplificata per la curva ipsometrica. In questi casi, il coefficiente di deflusso è stato assunto pari ad 1.

In Figura 7 si riporta la curva di distribuzione empirica dei valori tarati del coefficiente di deflusso in entrambe le configurazioni, per tutti i 121 bacini idrografici considerati. Si nota come l'utilizzo della funzione di Strahler porti ad avere coefficienti di deflusso sistematicamente più bassi, con uno scostamento massimo osservato di circa il 40%. Complessivamente, i valori ottenuti sono in entrambi i casi plausibili e coerenti con le caratteristiche dei bacini considerati. Tale evidenza conferma la validità del modello *FloodAlp* come strumento di stima della curva di frequenza di piena in bacini montani.

In Figura 8 si riporta il confronto tra il risultato ottenuto assumendo $C=1$ ed il risultato a seguito della sua taratura. In particolare, la Figura 8a mostra come la curva di frequenza ottenuta con $C=1$ (tratto puntinato) subisca uno spostamento verso sinistra a seguito della taratura (tratto continuo). Tale scostamento consente di calcolare separatamente, per fissato periodo di ritorno, l'entità dell'attenuazione dovuta al contributo della neve (Δq_1) e a quello del coefficiente di deflusso (Δq_2). La Figura 8b mostra l'andamento di Δq_1 e Δq_2 in funzione della quota media del bacino. Si specifica che la Figura 8b si riferisce alla formulazione di Strahler; la formulazione semplificata non è stata riportata in quanto produce risultati del tutto analoghi. Coerentemente con le aspettative, l'entità dell'attenuazione dovuta al contributo della neve aumenta all'aumentare della quota media del bacino, mentre si osserva un andamento opposto nel caso dell'attenuazione legata all'effetto del coefficiente di deflusso.

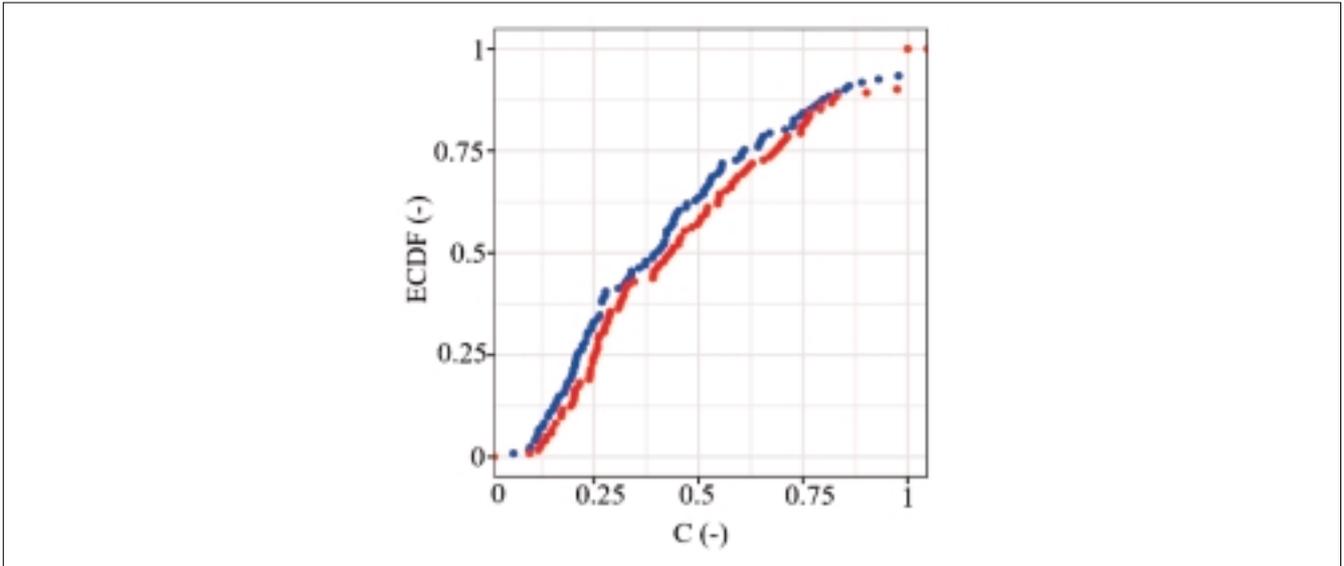


Figura 7 - Distribuzione empirica di frequenza cumulata dei valori tarati per il coefficiente di deflusso utilizzando la formulazione semplificata (in rosso) e quella di Strahler (in blu) per la modellazione della curva ipsometrica.

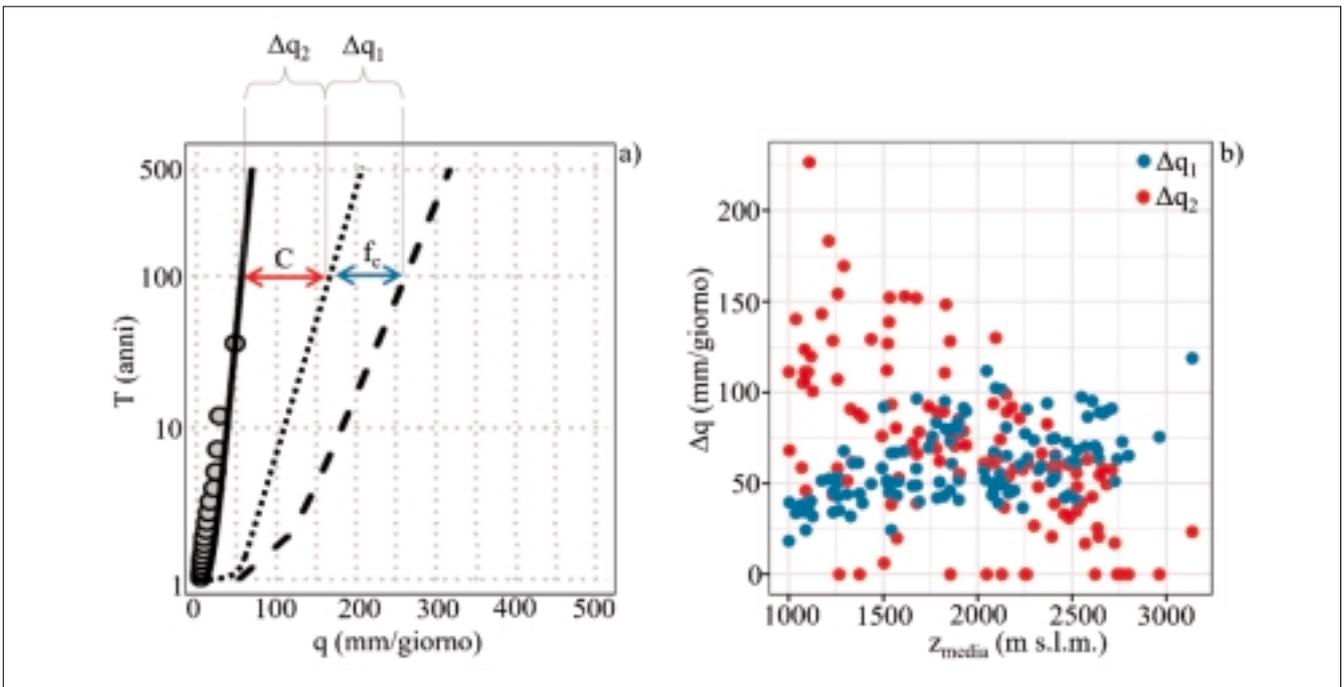


Figura 8 - a) Confronto dei risultati ottenuti con il modello *FloodAlp*, pre-taratura e post-taratura, evidenziando il contributo di attenuazione della portata fornito dal fattore contribuente f_c e dal coefficiente di deflusso C . b) Andamento dell'attenuazione dovuta all'accumulo della neve e al coefficiente di deflusso in funzione della quota media del bacino.

6. CONCLUSIONI

Il presente lavoro descrive una ricerca finalizzata alla verifica della bontà di previsione della curva di frequenza delle piene in bacini alpini mediante il modello *FloodAlp* (Allamano *et al.*, 2009), il quale è stato testato su 121 bacini dell'arco alpino nord-occidentale. Tale attività risponde alla necessità di indagare gli effetti provocati dai cambiamenti climatici sui regimi di frequenza degli eventi di piena in ambiente montano. I principali risultati conseguiti in questo lavoro sono riassunti di seguito:

- i. Sono state effettuate integrazioni ed aggiornamenti delle basi dati degli estremi anni di portata e di precipitazione giornalieri sul territorio piemontese e valdostano.



- ii. È stata proposta una formulazione alternativa del modello *FloodAlp* tramite l'implementazione di una descrizione più accurata delle caratteristiche ipsometriche di bacino. Si nota come quest'ultima conduca a risultati significativamente differenti rispetto a quelli prodotti dal modello nella sua forma originaria per bacini aventi una curva ipsometrica caratterizzata da una spiccata doppia curvatura.
- iii. Si è proceduto alla calibrazione del coefficiente di deflusso per il campione di bacini analizzato, fornendo una quantificazione dell'attenuazione della portata di piena dovuta all'accumulo della neve e alla trasformazione della precipitazione lorda in un contributo netto.

Le attività svolte in questo lavoro sono da considerarsi come un primo passo verso la stima sistematica delle curve di frequenza di piena sull'intero arco Alpino.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Arpa Piemonte**, 2013. *Catalogo delle Portate massime annuali al colmo del bacino occidentale del Po*. 306 pagg. ISBN 978-88-7479-112-5.
- Bajracharya P., Jain S., Anno?. *Characterization of drainage basin hypsometry: A generalized approach*. *Geomorphology* 381(2921), 107645.
- Braca G.; Bussetini M.; Lastoria B.; Mariani S.; Piva F.**, 2021. *Elaborazioni Modello BIGBANG Versione 4.0*, Istituto Superiore Per la Protezione e la Ricerca Ambientale-ISPRA. Available online: <http://groupware.sinanet.isprambiente.it/bigbang-data/library/bigbang40>
- Claps P., D. Ganora, A. Apostolo, I. Brignolo, I. Monforte**, 2020. *Catalogo delle Piene dei Corsi d'acqua Italiani*. Ed. CINID. Vol.1, 499 pagg. ISBN 978-88-945568-0-3.
- De Jong C.**, 2015. *Challenges for mountain hydrology in the third millennium*. *Front. Environ. Sci.*, 3, 38.
- Demateis Raveri M.**, 2022. *Taratura del modello FloodAlp su bacini dell'arco Alpino Nord-occidentale*. Tesi di Laurea Magistrale. Politecnico di Torino.
- Gallo E., D. Ganora, F. Laio, Masoero A., Claps P.**, 2013. *Atlante dei Bacini Imbriferi Piemontesi*, Rapporto finale del progetto RENERFOR-ALCOTRA, Regione Piemonte, ISBN 978-88-96046-06-7.
- Servizio Idrografico**, 1980. *Dati caratteristici dei corsi d'acqua italiani*, Pubbl. N. 17, Istituto Poligrafico dello Stato, Roma.
- Schneeberger K.; Dobler C.; Huttenlau M.; Stötter J.**, 2015. *Assessing potential climate change impacts on the seasonality of runoff in an Alpine watershed*. *J. Water Clim. Chang.*, 6, 263-77.
- Shea J.M.; Whitfield P.H.; Fang X.; Pomeroy J.W.** 2021. *The Role of Basin Geometry in Mountain Snowpack Responses to Climate Change*. *Front. Water*, 3, 604275
- Stahler A.N.**, 1962. *Hypsometric (Area-Altitude) analysis of erosional topography*. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117-1142.