

POLITECNICO DI TORINO

Facoltà di Ingegneria

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio



Tesi di Laurea Magistrale

**Piene di progetto nei bacini alpini: evidenze empiriche
e modellazione su base geomorfoclimatica**

Relatori:

Prof. Pierluigi Claps

Prof. Daniele Ganora

Prof. Alberto Viglione

Candidata:

Irene Brignolo

Marzo 2020

Ringraziamenti

Completando la stesura del presente elaborato mi rendo conto di essere arrivata alla fine di un grande capitolo della mia vita. Questi due ultimi anni di magistrale sono stati impegnativi e intensi, ma allo stesso tempo pieni di soddisfazioni e fondamentali per accrescere le mie competenze nell'ambito che più mi interessava.

Desidero innanzitutto ringraziare il Professore Pierluigi Claps, relatore di questa tesi, per la professionalità, la pazienza e la grande disponibilità avuta nell'accompagnarmi al meglio in questo percorso finale. Inoltre, ringrazio il Prof. Daniele Ganora e Il Prof. Alberto Viglione per il supporto fornito e per aver condiviso con me le loro competenze.

Un grande, enorme, ringraziamento va alla mia famiglia: a mia mamma, mio papà e mio fratello Jacopo. Vi ringrazio per essermi stati accanto sempre, in ogni momento, per avermi sostenuto in ogni scelta e decisione e per avermi dato fiducia in tutti questi anni.

Ringrazio anche te Giovanni, mio compagno di banco, ma soprattutto di vita. Grazie per il supporto che non mi hai mai fatto mancare e per la pazienza che hai messo nell'ascoltarmi nelle difficoltà. Senza di te questi ultimi anni sarebbero stati sicuramente diversi.

Un pensiero va ai miei compagni di corso, la cui compagnia ha reso piacevoli le infinite giornate passate in aula e il cui aiuto reciproco è stato importante per la buon riuscita dei lavori di gruppo e per superare le ansie. In particolare ringrazio Irene, nella quale mi rispecchio molto, per l'aiuto reciproco nella preparazione degli esami e nell'affrontare i problemi.

Infine voglio ringraziare me stessa, per non aver mai mollato anche quando ero più stanca, per aver creduto nelle mie capacità fino alla fine e per aver raggiunto al meglio tutti i traguardi che mi ero prefissata.

Mi mancherà il Politecnico.

INDICE

INTRODUZIONE	7
1. RACCOLTA ED ESPLORAZIONE DEI DATI	11
1.1 AREA DI STUDIO E SELEZIONE DEI BACINI DI INTERESSE	11
1.2 DATI IDROLOGICI E MORFOLOGICI	13
1.2.1 Austria.....	13
1.2.2 Italia	16
1.2.3 Svizzera	19
1.3 ANALISI ESPLORATIVA DEI DATASET DELLE PIENE ANNUE	22
1.3.1 Relazione portata media al colmo – area del bacino.....	22
1.3.2 Relazione portata specifica media al colmo – quota del bacino.....	24
1.3.3 Relazione coefficiente di variazione – area e quota del bacino.....	26
1.4 ANALISI CLIMATOLOGICA	29
1.4.1 Temperatura media annua	29
1.4.2 Quota dello zero termico	31
1.4.3 Precipitazione totale annua	34
2. ANALISI DEI TREND TEMPORALI DELLE SERIE DI PORTATE AL COLMO DI PIENA	35
2.1 METODI DI REGRESSIONE LINEARE E PER QUANTILI	35
2.1.1 Quantile e funzione quantile	36
2.1.2 Regressione lineare quantile	39
2.1.3 Regressione quantile in RStudio®	41
2.2 RISULTATI	42
2.2.1 Austria.....	43
2.2.2 Italia	47
2.2.3 Svizzera	52
2.2.4 Regioni climatologiche della Grande Regione Alpina	57
3. MODELLO GEOMORFOCLIMATICO	65
3.1 STRUTTURA DEL MODELLO.....	65
3.2 SPECIFICHE DEL MODELLO	69

3.2.1	Classificazione dei bacini	74
3.2.2	Threshold Model.....	75
3.2.3	Hypsometric Model	78
4.	ESAME DELLE CONDIZIONI DI APPLICAZIONE DEL MODELLO	83
4.1	ANALISI DEI PARAMETRI DI INPUT	83
4.1.1	Determinazione di α e λ	84
4.1.2	Definizione del regime termometrico.....	89
4.1.3	Parametro di flesso ζ	91
4.2	VERIFICA DELL'ATTENDIBILITÀ DEL MODELLO.....	92
4.3	CRITICITÀ LEGATE AL PARAMETRO α	96
4.4	ANALISI DELLA SENSITIVITÀ DEL MODELLO	98
4.4.1	Sensitività alle variazioni di quota	98
4.4.2	Sensitività alla forma della curva ipsografica	100
4.4.3	Sensitività ai cambiamenti climatici	102
5.	APPLICAZIONE DEL MODELLO	111
	CONCLUSIONI	119
	BIBLIOGRAFIA	121
	ALLEGATI	123
	ALLEGATO 1 – CARATTERISTICHE IDROLOGICHE E MORFOLOGICHE DEI BACINI SELEZIONATI.....	125
A1.1	- Italia.....	126
A1.2	- Austria.....	133
A1.3	- Svizzera	139
	ALLEGATO 2 – REGRESSIONI DELLE SINGOLE STAZIONI	145
A2.1	- Italia.....	146
A2.2	- Austria.....	153
A2.3	- Svizzera	159
	ALLEGATO 3 – SCRIPT PER L'APPLICAZIONE DEL MODELLO IN RSTUDIO®	165
A3.1	– Metodo Threshold.....	165
A3.2	– Metodo Hypsometric	166
	ALLEGATO 4 – APPLICAZIONE DEL MODELLO: CURVE DI FREQUENZA.....	171

INTRODUZIONE

Le montagne costituiscono da sempre una delle maggiori riserve di acqua, ma allo stesso tempo possono essere considerate generatrici di piene estreme, causate dal rilascio improvviso dell'acqua immagazzinata sottoforma di neve. Lo studio dei processi di formazione delle piene nei bacini montani ha solitamente ricevuto meno attenzione rispetto alle regioni temperate. La ragione è probabilmente collegata alla complessità dei meccanismi di trasformazione della precipitazione in deflusso in questo ambiente, a causa dall'interazione tra la precipitazione in forma liquida e quella nevosa. Infatti, al contrario della precipitazione liquida, la neve, essendo fortemente influenzata dal regime stagionale, concorre alla formazione della piena solo nella stagione estiva, mentre in inverno tende a depositarsi al suolo accumulandosi in strati.

Numerosi studi hanno tentato di quantificare gli effetti dell'accumulo e dello scioglimento della neve sulla risposta del bacino (*Blöschl et al. 1991; Hock, 2003*), la quale dipende fortemente dalla morfologia e dalle caratteristiche del suolo. La struttura del terreno montano presenta infatti una grande variabilità nello spazio, ricoprendo un ruolo importante nei fenomeni meteorologici e idraulici.

A partire dall'ultimo secolo, la crescente preoccupazione nei confronti dei cambiamenti climatici e l'aumento graduale delle temperature medie annue, hanno reso sempre più frequenti e catastrofiche le alluvioni, producendo danni significativi ai beni e alle persone. Per tale ragione è importante indagare i processi responsabili della formazione delle piene in ambito montano e analizzare gli effetti di tali cambiamenti sul regime di frequenza degli eventi di piena. Partendo dalla revisione degli studi passati, vi è quindi la necessità di ricavare una modellazione dei fenomeni osservati, al fine di produrre uno schema in grado di stimare accuratamente la distribuzione di frequenza delle piene e il valore della portata di progetto, soprattutto nel caso di bacini non strumentati o dotati di poche osservazioni idrometriche.

In questo contesto si inserisce il modello sviluppato da P. Allamano, P. Claps e F. Laio (*Allamano et al., 2009a*), basato sull'approccio della distribuzione derivata, che studia gli effetti della quota dei bacini di alta montagna sulla distribuzione di frequenza delle portate di piena, cercando di identificare i processi meteo-idrologici dominanti e le variabili fisiche che influenzano la formazione del deflusso.

Lo scopo della tesi è, in primo luogo, quello di analizzare i trend delle portate al colmo di piena registrate nell'arco alpino compreso tra Austria, Italia e Svizzera, in modo tale da esaminare se e quanto il riscaldamento globale ha determinato la crescita nel tempo del valore dei quantili di piena (Bloeschl et al., 2019). Questa analisi è condotta mediante il metodo statistico della *quantile regression*, che permette di valutare l'eventuale presenza di tendenze nelle portate al colmo di piena e di quantificare l'entità di tali andamenti. Successivamente si procede con la presentazione del modello geomorfoclimatico, entrando nel dettaglio di tutte le sue specifiche caratteristiche. Attraverso la sua applicazione, si conduce una disamina dell'effettiva attendibilità del modello nel descrivere il comportamento idrologico di tutti i bacini di alta quota e la capacità di adattarsi a diverse configurazioni altimetriche e futuri scenari climatici. Si cerca, inoltre, di verificare l'affidabilità della semplice struttura su cui il modello si basa, ricercando eventuali limiti di applicazione, e di mettere in luce le relazioni esistenti alla definizione dei parametri di input.

Pertanto, la struttura del presente lavoro è così organizzata:

- Nel *Capitolo 1* viene presentata l'area di studio e sono indicati, rispettivamente per l'Austria, l'Italia e la Svizzera, i metodi di raccolta delle serie storiche delle portate al colmo di piena e i dati morfologici e idrologici relativi ai bacini selezionati. Si conduce anche un'analisi esplorativa dei dati per evidenziare eventuali relazioni significative. Infine si effettua un'analisi climatologica propedeutica all'applicazione del modello.
- Nel *Capitolo 2* si procede all'analisi dei trend temporali delle portate al colmo di piena operando sulle serie storiche delle singole stazioni, attraverso la semplice regressione con i minimi quadrati, e su determinati quantili di tutti i valori di portata, questa volta mediante l'utilizzo della *quantile regression*.
- Nel *Capitolo 3* viene descritto il modello geomorfoclimatico e le sue modalità di applicazione, analizzando in dettaglio le formule da impiegare in funzione della tipologia di bacino e grado di precisione.
- Nel *Capitolo 4* si indagano le condizioni di applicazione del modello, soffermandosi sull'analisi dei diversi parametri di input e sulla criticità legata alla loro definizione. In ultimo, si effettua l'analisi di sensitività del modello alle variazioni di quota, alla forma della curva ipsografica e ai cambiamenti climatici.
- Nel *Capitolo 5*, alla luce di quanto emerso nel capitolo precedente, si applica il modello a 23 bacini del Nord-Ovest dell'Italia confrontando la distribuzione di frequenza delle piene prodotta dal modello con quella relativa alle portate giornaliere osservate. In questo modo si cerca di capire se lo schema adottato dal modello è troppo semplificato per descrivere le dinamiche che avvengono nei bacini di alta quota.

Infine, si riassumono nelle conclusioni i risultati ottenuti e una serie di possibili spunti per successive analisi e approfondimenti. In coda al lavoro sono presenti una serie di allegati riportanti le caratteristiche geo-morfologiche e climatiche dei bacini considerati in tutta l'area di studio (*Allegato 1*) e le regressioni lineari condotte per le singole stazioni di Austria, Italia e Svizzera (*Allegato 2*). Inoltre, in *Allegato 3*, si riporta lo script del modello utilizzato per la sua implementazione nel software RStudio®, mentre in *Allegato 4* sono rappresentati i grafici relativi all'applicazione del modello svolta nel *Capitolo 5*.

1. RACCOLTA ED ESPLORAZIONE DEI DATI

Con il presente capitolo si illustrano i metodi di raccolta dei dati e i criteri adottati per la selezione dei bacini su cui verterà l'analisi dei trend temporali e l'applicazione del modello geomorfoclimatico. Viene effettuata inoltre un'indagine esplorativa dei dati in modo da individuare le relazioni presenti tra i parametri geo-morfologici e le portate al colmo di piena. Questa analisi riveste un ruolo importante nella determinazione degli andamenti temporali delle portate, ma soprattutto nella ricostruzione dei meccanismi di formazione delle piene nei bacini di alta montagna.

Nell'ultima parte del capitolo si effettua uno studio della precipitazione e della temperatura. Quest'ultima verrà analizzata partendo dai dati forniti dal progetto HISTALP (Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region), con lo scopo di ottenere la curva dello zero termico per l'applicazione del modello geomorfoclimatico.

1.1 Area di studio e selezione dei bacini di interesse

La regione di studio nel suo complesso comprende l'arco alpino italiano, le Alpi Austriache e le Alpi svizzere e si estende per circa 780 km da ovest a est e per circa 450 km da sud a nord. La regione occupa un totale di quasi 117000 km² di superficie, di cui circa 45000 km² in Italia, 35000 in Austria e 37000 km² in Svizzera.

Attraverso l'elaborazione del DTM (Digital Terrain Model) è possibile osservare la presenza di una fascia centrale, dove si concentrano le cime più elevate aventi quota oltre i 4000 m, che funge da spartiacque tra nord e sud. La quota media è in generale elevata e si attesta intorno ai 1300 m, mentre la distribuzione delle altimetrie (come si può osservare in *Figura 1.1*) diminuisce da ovest verso est. Infatti nella parte occidentale l'area di studio sono presenti le massime altezze rappresentate dal Monte Bianco, che con i suoi 4807 m s.l.m. è il punto più elevato, dal Monte Rosa (4634 m s.l.m.) e dal Gran Paradiso (4061 m s.l.m.), mentre nella parte orientale le vette più alte si trovano in Tirolo, tra Austria e Italia, dove raggiungono i 3700 m s.l.m. Un aspetto da considerare, che può influire nella formazione delle piene, è la diversa acclività dei versanti: quelli italiani, meridionali, sono in genere molto più ripidi rispetto a quelli svizzeri e austriaci, posti a nord, che possiedono una forma più dolce.

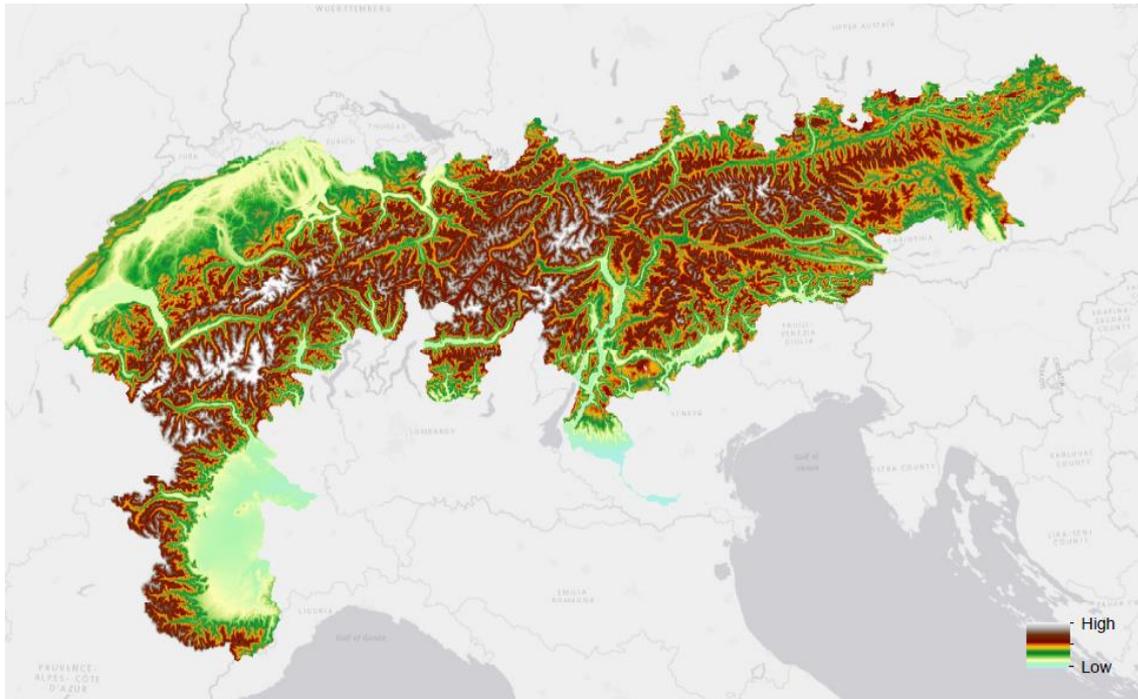


Figura 1.1 - Elaborazione del DTM (risoluzione 20 metri) dell'area di studio (Sources: ESRI, OpenStreetMap contributors, and the GIS User Community).

La *Figura 1.1* raffigura il modello digitale del terreno della regione di studio, costruito dall'unione dei perimetri dei bacini selezionati. Nella creazione del dataset di portate al colmo di piena sono stati adottati una serie di criteri per selezionare i bacini di interesse, dal momento che lo scopo del seguente lavoro è quello di analizzare il comportamento dei bacini aventi carattere montano d'alta quota da un punto di vista del regime idrologico e climatico. I criteri impiegati hanno portato alla selezione di:

- Stazioni di misura che sottendono bacini aventi quota media non inferiore ai 1000 m s.l.m.;
- Stazioni di misura aventi un limite minimo di 10 anni di osservazioni di portate al colmo di piena, al fine di ottenere risultati attendibili nell'applicazione dell'analisi statistica;
- Bacini le cui stazioni di misura, poste alla sezione di chiusura, non presentino a monte grandi laghi o rilevanti opere idrauliche di ritenuta, che potrebbero influire sul valore di portata al colmo registrata dovuto al loro effetto di laminazione.

Pur con le limitazioni sopra indicate si è potuto contare un numero complessivo di 119 bacini in Austria, 140 bacini in Italia e 117 bacini in Svizzera. Nei paragrafi successivi si procede con l'esame delle caratteristiche principali dei bacini selezionati per ogni nazione e dei dataset di portate al colmo risultanti.

1.2 Dati idrologici e morfologici

In questo paragrafo si mostra la procedura con cui è stato costruito il database contenente i valori di portata al colmo di piena e le fonti dalle quali si è attinto per ottenere i dati idrologici. Inoltre si riportano le caratteristiche geo-morfologiche dei bacini alpini d'alta quota selezionati, calcolate attraverso l'analisi dei DTM dei singoli bacini:

- Coordinate della sezione di chiusura, definite nel sistema di riferimento UTM-WGS84 espressi in latitudine e longitudine;
- Quota massima del bacino (m s.l.m.);
- Quota media del bacino (m s.l.m.);
- Quota minima del bacino (m s.l.m.);
- Area del bacino (km²);
- Parametro di flesso della curva ipsometrica.

1.2.1 Austria

Il Servizio Idrografico in Austria gestisce una vasta rete di base per il monitoraggio delle portate e possiede un archivio dei dati relativo a lunghi periodi di tempo. L'accesso ai dati idrologici e il loro download è messo a disposizione attraverso il portale EHYD (Hydrographische Daten). Si tratta di un applicazione WebGIS dove vengono riportate tutte le stazioni di misura presenti sul territorio austriaco, per ognuna delle quali è presente la serie storica dei valori di portata dalla prima pubblicazione elettronica fino all'ultimo annuario idrologico pubblicato.

Da questa applicazione sono state scaricate le serie storiche delle portate al colmo mensili relative alle 119 stazioni di misura dei bacini selezionati, successivamente elaborate per ottenere i valori delle portate al colmo annuali. Poiché la lunghezza delle serie cambia a seconda della stazione considerata, per ogni anno si rileva un numero di colmi variabile, ma in generale il maggior numero di osservazioni si concentra tra il 1951 e il 2007 (vedi *Figura 1.2*). Data la numerosità delle stazioni considerate e per consentire una migliore lettura del testo, in *Allegato A1.2-B* per ogni stazione si riporta l'anno di inizio e l'anno di fine registrazione, il numero di picchi osservati negli anni e il valore della portata al colmo di piena media rilevata.

In *Figura 1.3* si riportano su mappa le stazioni di misura relative al campione di 119 bacini selezionati, poste in corrispondenza della sezione di chiusura. La loro distribuzione appare

abbastanza omogenea così da poter garantire una completa analisi della porzione austriaca dell'arco alpino.

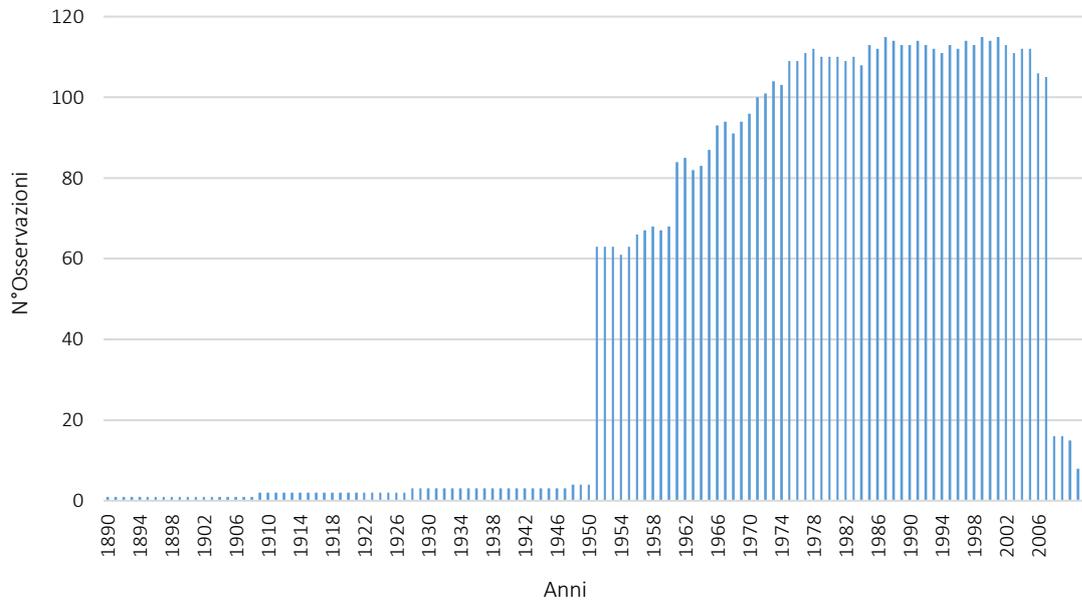


Figura 1.2 – Numero di osservazioni delle portate al colmo di piena in funzione degli anni (Austria).

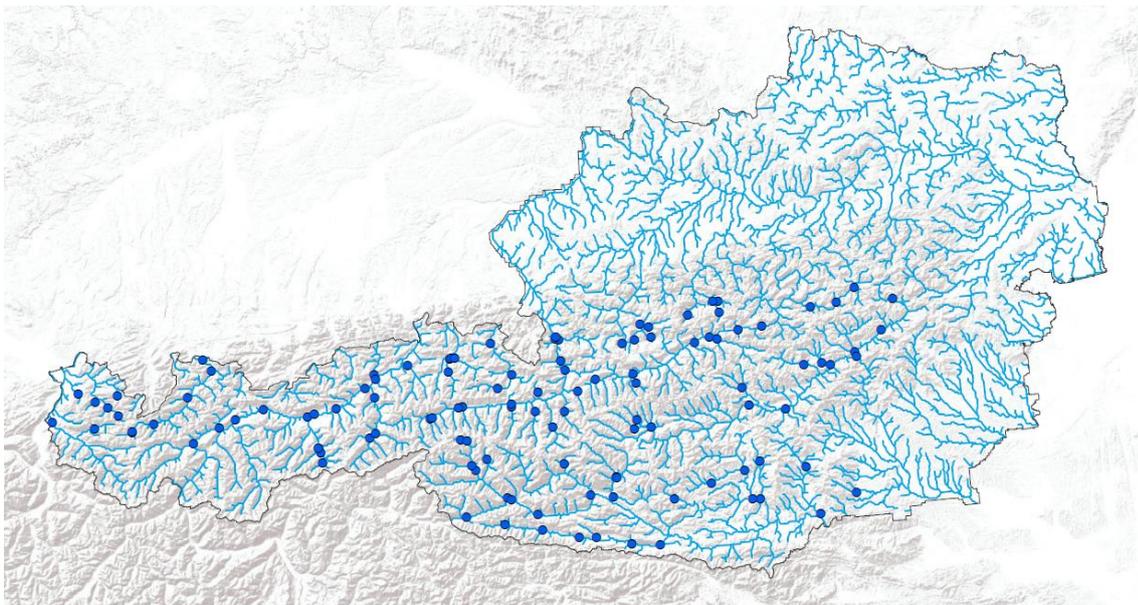


Figura 1.3 – Distribuzione spaziale del campione di 119 bacini selezionati sul territorio austriaco (Sources: ESRI, OpenStreetMap contributors, and the GIS User Community).

Per quanto riguarda le caratteristiche geo-morfologiche, emerge una grande variabilità dell'area dei bacini, da un minimo di 14 km² ad un valore massimo di 8484 km², e della quota media, i cui

valori rientrano in un intervallo compreso tra i 1000 m s.l.m. e circa i 3000 m s.l.m.. Di seguito, in *Tabella 1.1*, si riporta l'analisi complessiva dei parametri idrologici e morfologici, specificando i quantili dei valori. Per un maggiore dettaglio fare riferimento all'*Allegato A1.2-A*, nel quale per ogni bacino vengono riportate tutte le principali caratteristiche citate all'inizio del paragrafo.

Dati idrologici e morfologici	Quantile 0.25	Quantile 0.50	Quantile 0.75	Quantile 0.95
Area bacini (km ²)	105	273	932	5110
Quota media bacini (m s.l.m.)	1294	1576	1909	2258
Dislivello bacini (m)	1579	1872	2391	3280
N° osservazioni massimi di portata	34	47	57	60

Tabella 1.1 – Dati idrologici e morfologici dei bacini austriaci e dei rispettivi dataset considerati.

Allo scopo di indagare la presenza di trend nelle portate al colmo, è importante studiare il legame esistente tra la quota e l'area dei bacini. In *Figura 1.4* si mettono a confronto l'altitudine massima e minima di ogni bacino rappresentate in funzione dell'area: i bacini di grandi dimensioni possiedono quote minime generalmente inferiori e quote massime maggiori rispetto a quelli aventi area minore. In generale si può affermare che il rapporto tra la quota media e la superficie del bacino (vedi *Figura 1.5*) assume un andamento crescente, il che significa che i bacini di dimensione ridotta si sviluppano a quote più basse, mentre quelli aventi area maggiore possiedono una quota media più alta.

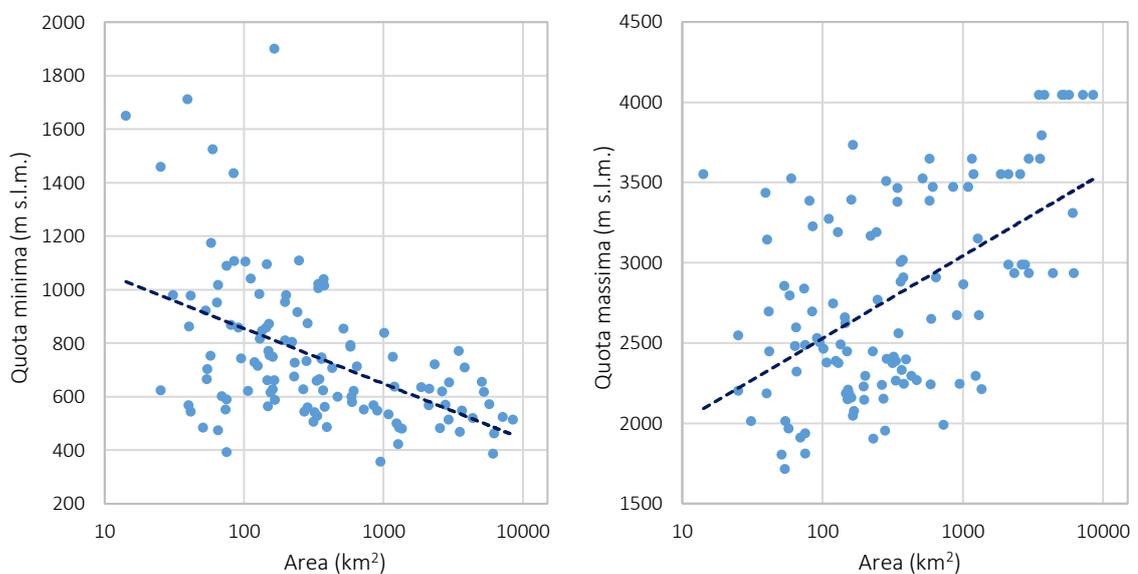


Figura 1.4 – Rappresentazione della quota minima e massima dei bacini austriaci in funzione della loro area.

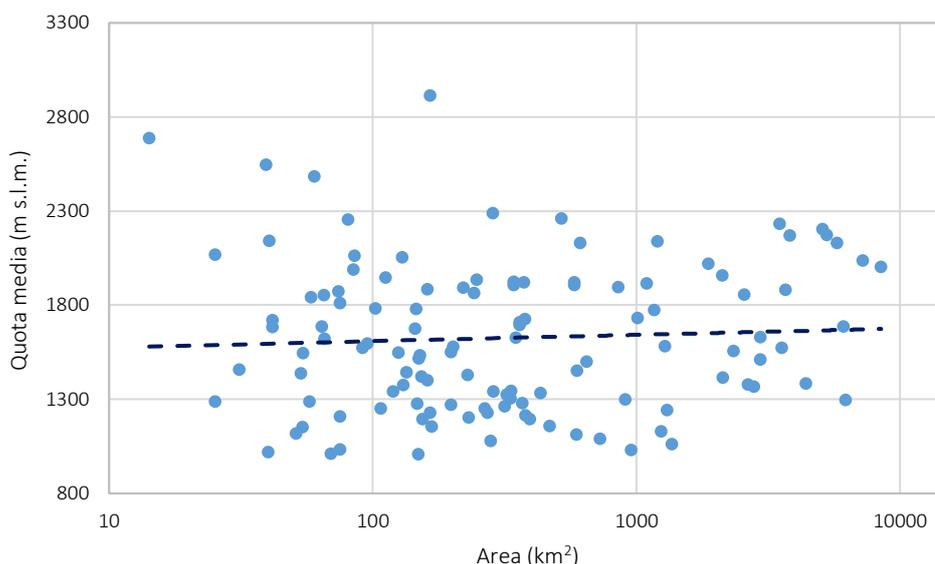


Figura 1.5 – Rappresentazione della quota media dei bacini austriaci in funzione della loro area.

1.2.2 Italia

Per l'Italia il dataset delle portate al colmo di piena è stato costruito attraverso la consultazione dei dati messi a disposizione dagli enti regionali competenti ricadenti all'interno dell'area di studio. Tramite il "Portale dei dati idrologici italiani" (A. Lendvai, Università degli Studi di Brescia) è stato quindi possibile accedere direttamente ai link delle risorse messe a disposizione da Arpa Piemonte, Arpa Lombardia, Arpa Veneto, Centro Funzionale "Meteo Trentino" e Provincia Autonoma di Bolzano Alto Adige.

Il dataset realizzato comprende 140 stazioni di misura aventi lunghezza delle serie storiche delle portate al colmo molto variabili, ma tali da garantire un numero sufficientemente elevato di osservazioni nell'intervallo temporale compreso tra il 1930 e il 2010, come si può vedere in *Figura 1.6*. Data la numerosità delle stazioni considerate e per consentire una migliore lettura del testo, in *Allegato A1.1-B* per ogni stazione si riporta l'anno di inizio e l'anno di fine registrazione, il numero di picchi osservati negli anni e il valore della portata al colmo di piena media rilevata.

In *Figura 1.7* si riportano su mappa le stazioni di misura relative al campione di 140 bacini selezionati, poste in corrispondenza della sezione di chiusura. A causa della presenza della Svizzera, l'area italiana studiata risulta divisa in due; ciò nonostante la distribuzione delle stazioni è abbastanza uniforme con una piccola prevalenza della regione Ovest.

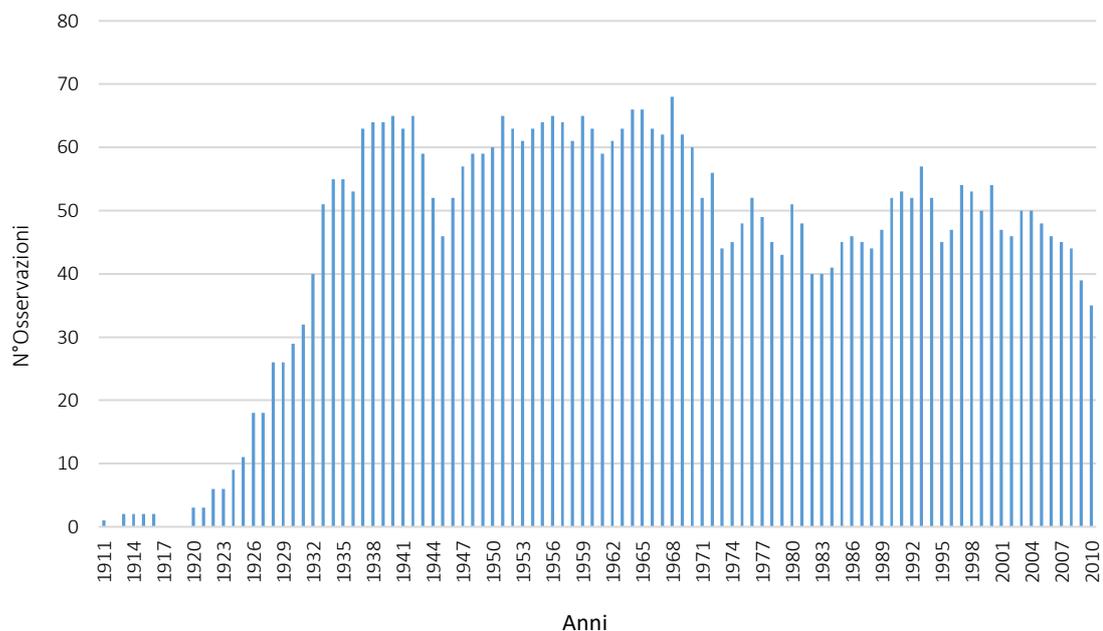


Figura 1.6 – Numero di osservazioni delle portate al colmo di piena in funzione degli anni (Italia).

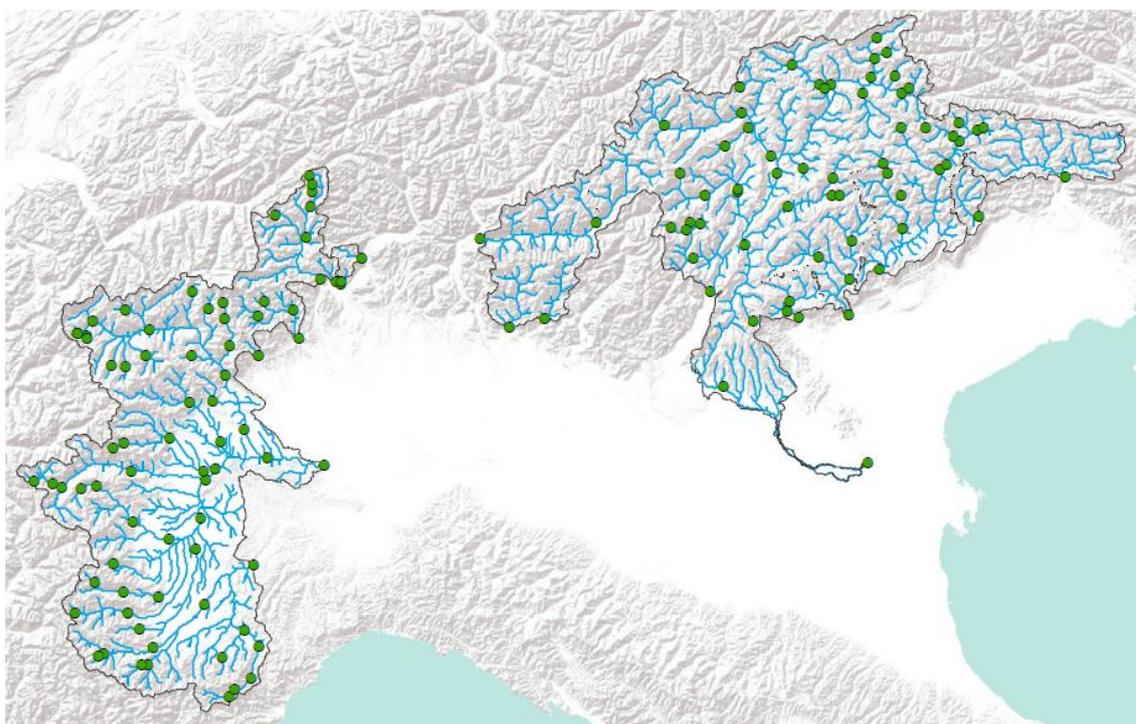


Figura 1.7 – Distribuzione spaziale del campione di 140 bacini selezionati sul territorio italiano (Sources: ESRI, OpenStreetMap contributors, and the GIS User Community).

Come si è visto precedentemente con l’Austria, anche l’Italia presenta una grande variabilità in termini di superficie e di quota media dei bacini. In particolare si osserva che i bacini italiani registrano la quota maggiore e la quota minore dell’intera area di studio, pari rispettivamente a

4743 m s.l.m. e 7 m s.l.m.. Di seguito, in *Tabella 1.2*, si riporta l'analisi complessiva dei parametri idrologici e morfologici, specificando i quantili dei valori. Per un maggiore dettaglio fare riferimento all'*Allegato A1.1-A*, nel quale per ogni bacino vengono riportate tutte le principali caratteristiche citate all'inizio del paragrafo.

Dati idrologici e morfologici	Quantile 0.25	Quantile 0.50	Quantile 0.75	Quantile 0.95
Area bacini (km ²)	83	205	689	4109
Quota media bacini (m s.l.m.)	1571	1869	2173	2635
Dislivello bacini (m)	1914	2353	2988	3868
N° osservazioni massimi di portata	16	25	44	74

Tabella 1.2 – Dati idrologici e morfologici dei bacini italiani e dei rispettivi dataset considerati.

Rappresentando la quota minima e massima in funzione dell'area (*Figura 1.8*), in generale si conferma lo stesso comportamento osservato per i bacini austriaci: i bacini di grandi dimensioni possiedono quote minime generalmente inferiori e quote massime maggiori rispetto a quelli aventi area minore. Diversa è invece la relazione tra la quota media e l'area, dal momento che assume un andamento decrescente. Questo significa che i bacini di dimensione ridotta si sviluppano a quote elevate, mentre quelli aventi area maggiore possiedono una quota media più bassa dovuta al loro grande dislivello (vedi *Figura 1.9*).

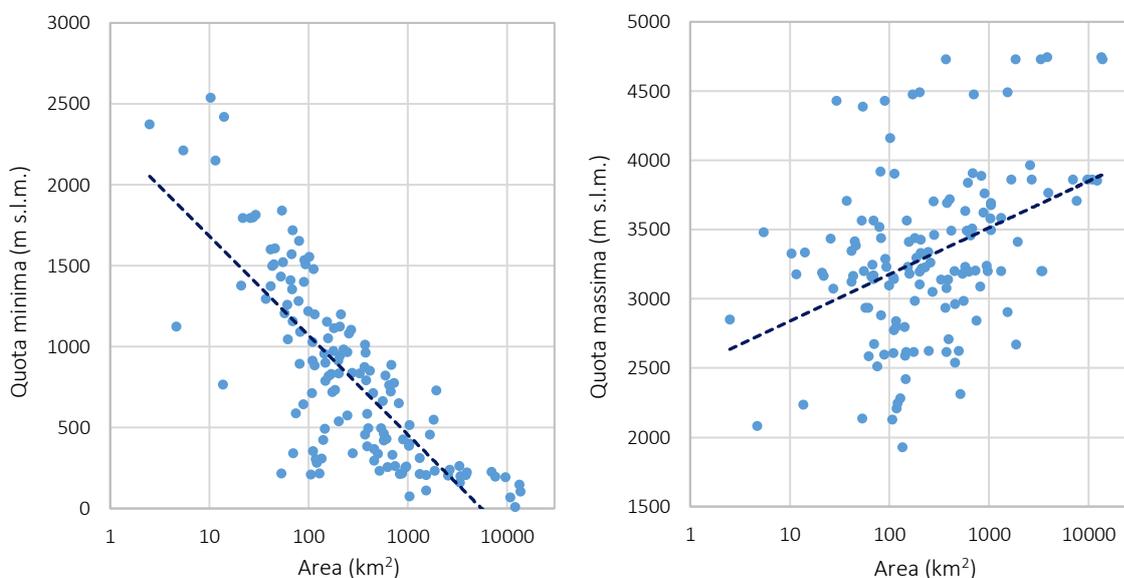


Figura 1.8 – Rappresentazione della quota minima e massima dei bacini italiani in funzione della loro area.

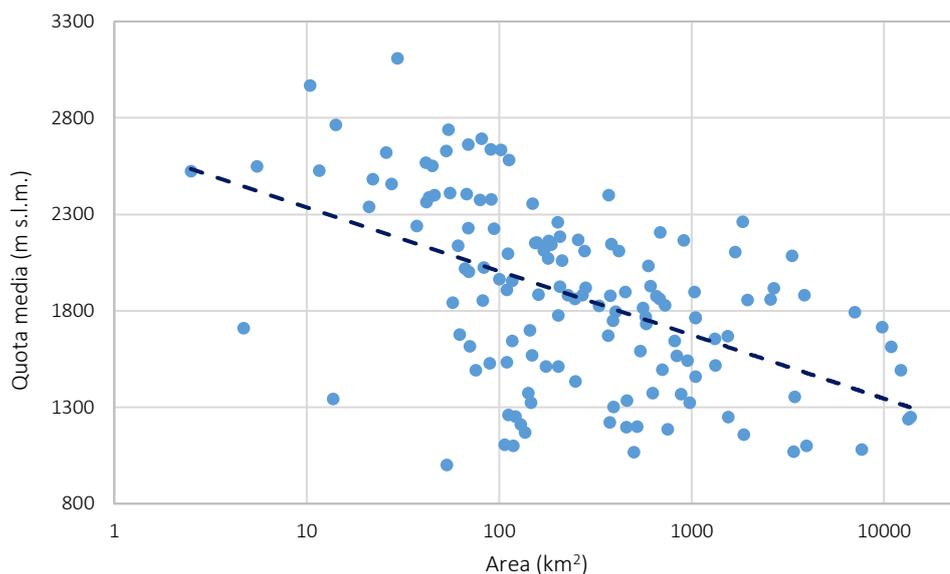


Figura 1.9 – Rappresentazione della quota media dei bacini italiani in funzione della loro area.

1.2.3 Svizzera

La Svizzera, attraverso il portale “Dati idrologici e previsioni” dell'Ufficio Federale dell'Ambiente (UFAM), mette a disposizione i dati idrologici attuali e storici riguardanti i corsi d'acqua, i laghi e le acque sotterranee, ma anche le previsioni e le allerte di piena. Sul territorio è quindi presente una vasta rete di stazioni di misura in grado di fornire i dati in tempo reale (valori di misura più recenti e grafici annessi) non solo dei valori di portata, ma anche dei livelli idrometrici e della temperatura delle acque. A differenza dell'Austria e dell'Italia, le serie storiche di portate al colmo non sono presenti in formato digitale, ma ogni stazione possiede un istogramma rappresentate la statistica delle piene associato al periodo di registrazione. Pertanto, per la costruzione del dataset, è stato necessario digitalizzare i grafici di ogni stazione selezionata, in modo da ottenere i valori di portata al colmo per ogni anno.

Poiché la lunghezza delle serie cambia a seconda della stazione considerata, per ogni anno si rileva un numero di colmi variabile, ma in generale il maggior numero di osservazioni si concentra tra il 1951 e il 2010 (vedi *Figura 1.10*). Per un maggiore dettaglio consultare l'*Allegato A1.3-B*, dove per ogni stazione si specifica l'anno di inizio e l'anno di fine registrazione, il numero di picchi osservati negli anni e il valore della portata al colmo di piena media rilevata. In *Figura 1.11* è rappresentata invece la distribuzione sul territorio svizzero del campione di 117 bacini selezionati.

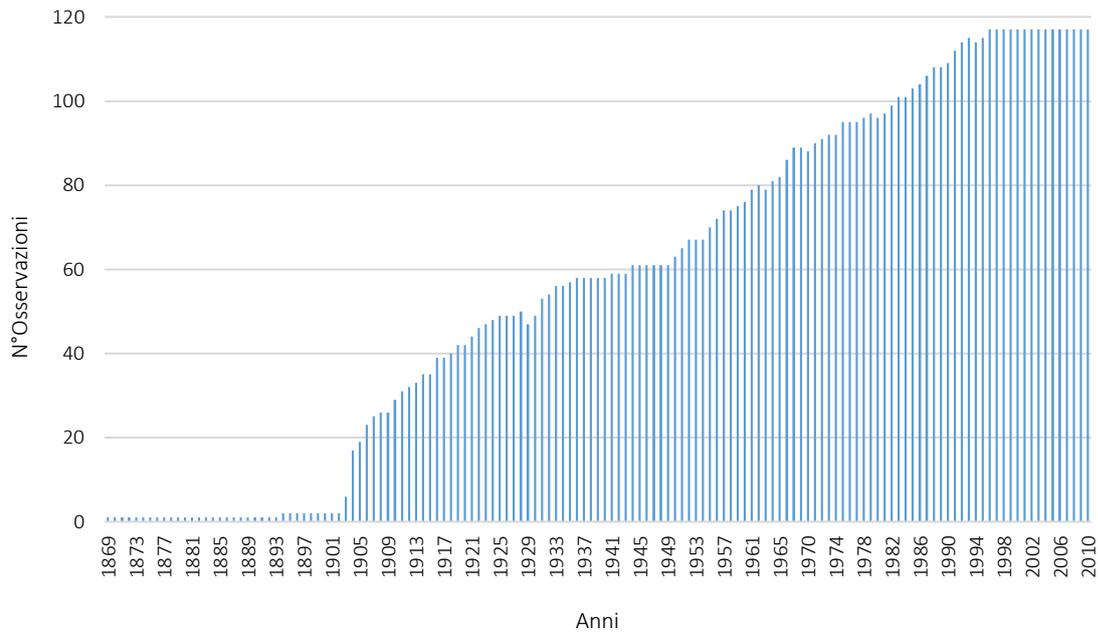


Figura 1.10 – Numero di osservazioni delle portate al colmo di piena in funzione degli anni (Svizzera).



Figura 1.11 – Distribuzione spaziale del campione di 117 bacini selezionati sul territorio svizzero (Sources: ESRI, OpenStreetMap contributors, and the GIS User Community).

Dal punto di vista altimetrico, la quota massima registrata dai bacini considerati è pari a 4715 m s.l.m., in corrispondenza del Monte Bianco, mentre la quota minima è di 30 m s.l.m. In *Tabella 1.3* si riporta l'analisi complessiva dei dati idrologici e morfologici: emerge che, tra tutti e tre gli

stati analizzati, la Svizzera presenta i maggiori valori di estensione areale dei bacini, soprattutto per il quantile 0.95, e il più alto numero di osservazioni. Per una lettura dettagliata riferirsi all'Allegato A1.3-A, nel quale per ogni bacino vengono specificate tutte le principali caratteristiche geometriche e morfologiche.

Dati idrologici e morfologici	Quantile 0.25	Quantile 0.50	Quantile 0.75	Quantile 0.95
Area bacini (km ²)	83	205	689	4109
Quota media bacini (m s.l.m.)	1571	1869	2173	2635
Dislivello bacini (m)	1914	2353	2988	3868
N° osservazioni massimi di portata	16	25	44	74

Tabella 1.3 – Dati idrologici e morfologici dei bacini svizzeri e dei rispettivi dataset considerati.

Mettendo a confronto la quota minima e massima dei bacini in funzione della loro area (Figura 1.12) e riferendosi agli andamenti trovati in precedenza, è possibile dimostrare l'esistenza di un andamento decrescente tra quota minima e area e un andamento crescente tra quota massima e area, validi per tutti i bacini dell'arco alpino. Indagando la relazione tra quota media e superficie, si osserva una riduzione dell'area all'aumentare della quota (vedi Figura 1.13). Come per l'Italia, tale andamento può essere giustificato dal fatto che i bacini di piccola dimensione generalmente non comprendono le quote più basse, mentre quelli con una maggiore estensione superficiale, raggiungendo talvolta la pianura, possiedono un grande dislivello.

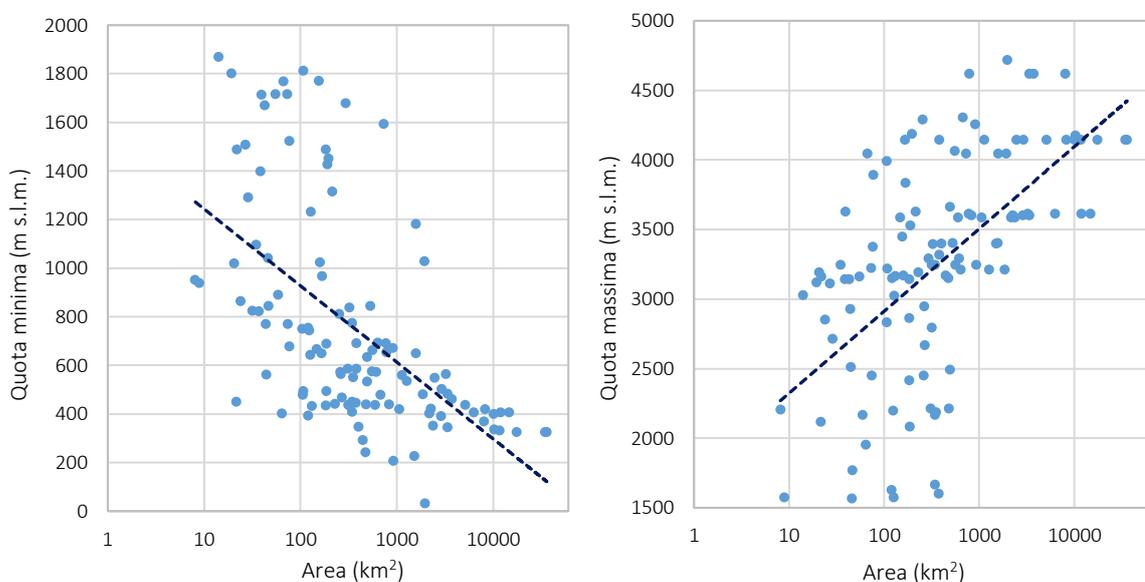


Figura 1.12 – Rappresentazione della quota minima e massima dei bacini italiani in funzione della loro area.

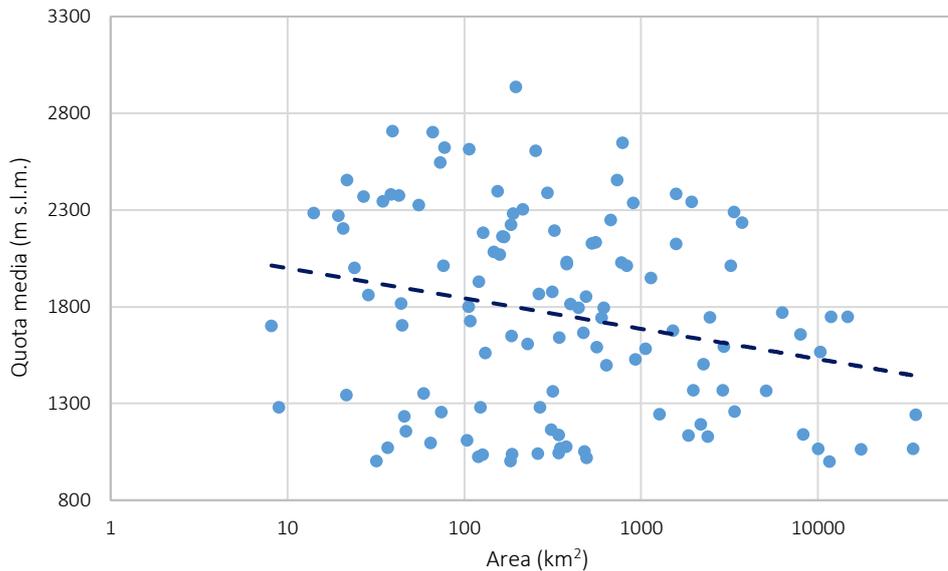


Figura 1.13 – Rappresentazione della quota media dei bacini italiani in funzione della loro area.

1.3 Analisi esplorativa dei dataset delle piene annue

1.3.1 Relazione portata media al colmo – area del bacino

Finora sono state analizzate le relazioni esistenti tra i parametri descrittivi di bacino, da cui sono emersi comportamenti comuni in tutta la regione di arco alpino in esame. Si cerca ora di indagare i rapporti esistenti tra i parametri geo-morfologici dei bacini e le portate di piena.

Il comportamento delle piene nelle regioni montane è influenzato fortemente dalla dimensione, dalla forma e dall'altimetria del bacino, a tal punto da influire non solo sugli andamenti delle portate, ma anche sulla distribuzione di frequenza delle piene. L'analisi esplorativa del dataset delle piene annue è quindi un'indagine propedeutica alla determinazione dei trend caratteristici delle portate nel tempo (*Capitolo 2*) e all'applicazione del modello geomorfoclimatico (*Capitolo 5*).

Prima di tutto è stata analizzato il legame esistente tra la portata media al colmo e l'area dei bacini, osservando un andamento generale ben descritto da una linea di tendenza di potenza (vedi *Figura 1.14*, *Figura 1.15* e *Figura 1.16*). Si riportano di seguito le relazioni ottenute, valide rispettivamente per i bacini austriaci, italiani e svizzeri, rappresentabili attraverso tre diverse espressioni:

$$\overline{Q_{colmo}} = 1.46 \cdot Area^{0.69} \quad (1.1)$$

$$\overline{Q_{colmo}} = 1.07 \cdot Area^{0.80} \quad (1.2)$$

$$\overline{Q_{colmo}} = 2.27 \cdot Area^{0.67} \quad (1.3)$$

Le relazioni trovate consentono di esprimere empiricamente la portata al colmo di piena in funzione della sola area del bacino sotteso alla sezione di chiusura, costituendo un buon termine di paragone dei valori delle piene per l'Austria, l'Italia e la Svizzera. Infatti, a parità di area di bacino, la portata al colmo in Austria è sempre la più bassa, mentre il comportamento per l'Italia e la Svizzera può essere diviso in due a partire dall'area per la quale si registra lo stesso valore di portata al colmo, ossia 360 km² circa. Infatti, per bacini aventi area minore di 360 km², in Svizzera si registrano portate maggiori rispetto all'Italia, mentre per bacini aventi area maggiore di 360 km² si osserva un'inversione di tendenza, avendo portate maggiori in Italia.

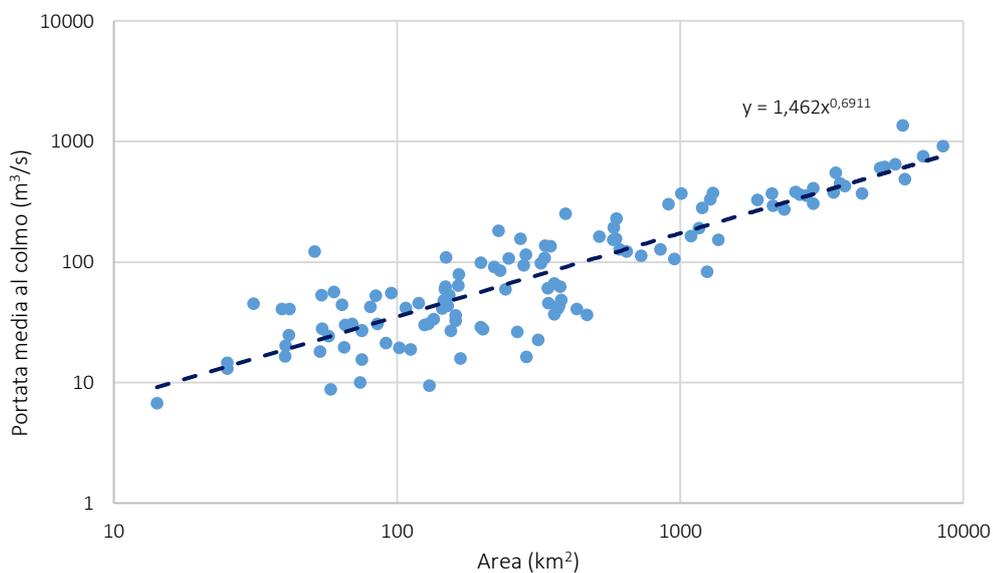


Figura 1.14 – Relazione tra la portata media al colmo e l'area dei bacini riportata in grafico (bi)logaritmico (Austria).

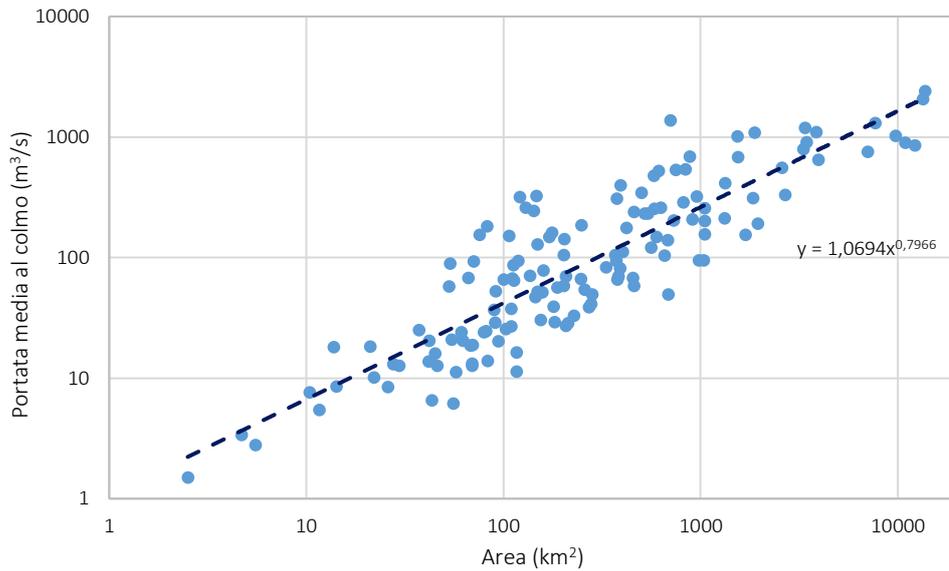


Figura 1.15 – Relazione tra la portata media al colmo e l’area dei bacini riportata in grafico (bi)logaritmico (Italia).

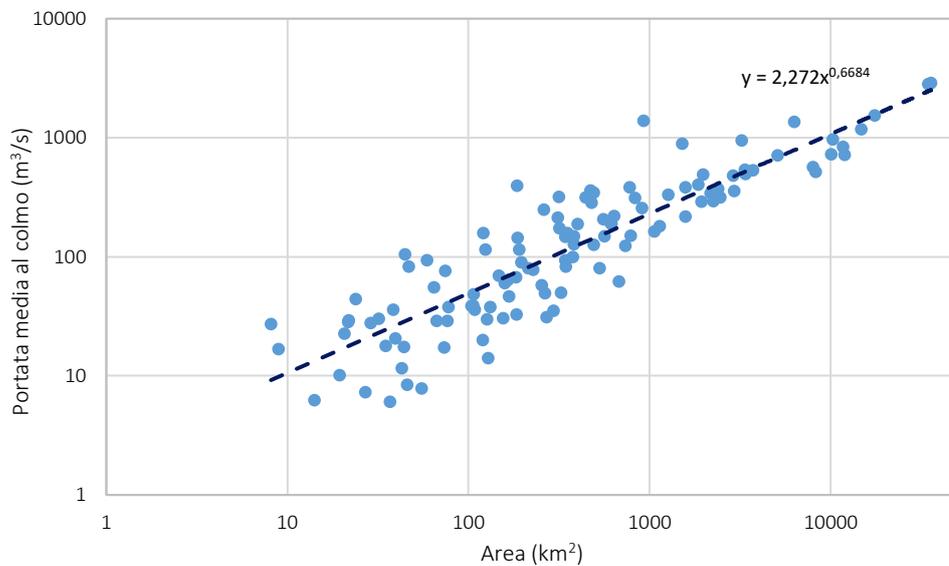


Figura 1.16 – Relazione tra la portata media al colmo e l’area dei bacini riportata in grafico (bi)logaritmico (Svizzera).

1.3.2 Relazione portata specifica media al colmo – quota del bacino

La seconda fase dell’esplorazione del dataset prevede l’analisi del legame tra la portata e l’altimetria. A tal fine, poiché è stata dimostrata una forte dipendenza dei valori di portata dall’estensione del bacino, è necessario riferirsi alla portata specifica media al colmo, data dal rapporto tra la portata media al colmo e l’area, in modo tale da uniformare tutti i dati.

Prendendo la quota media del bacino come parametro descrittore dell'altimetria, al crescere del suo valore si evidenzia un andamento decrescente della portata specifica. Questo comportamento, comune a tutta l'area di studio, è giustificabile per la presenza della neve, che, per lunghi periodi dell'anno, ricopre gran parte dell'area nei bacini di montagna. In questo modo, essendo molto ridotta la porzione di superficie direttamente contribuente al deflusso, si osserva un rallentamento nella formazione della piena. In *Figura 1.17*, *Figura 1.18* e *Figura 1.19*, si analizza il rapporto tra la portata specifica media al colmo e la quota media dei bacini rispettivamente per l'Austria, l'Italia e la Svizzera. E' possibile notare che gli andamenti in Italia sono molto più marcati e significativi rispetto a quelli dell'Austria e della Svizzera, che appaiono minimamente decrescenti. La spiegazione può essere di natura climatica poiché, trovandosi a latitudini maggiori e non essendo soggette all'influenza del mare, i bacini austriaci e svizzeri registrano temperature medie annue più basse rispetto ai bacini italiani. Pertanto, mentre in Austria e in Svizzera la copertura nivale si mantiene per più giorni dell'anno anche alle quote più basse, in Italia l'influenza della neve può essere considerata solamente alle quote più alte. Inoltre altri fattori possono influire in maniera significativa, come ad esempio la riduzione della precipitazione liquida all'aumentare della quota.

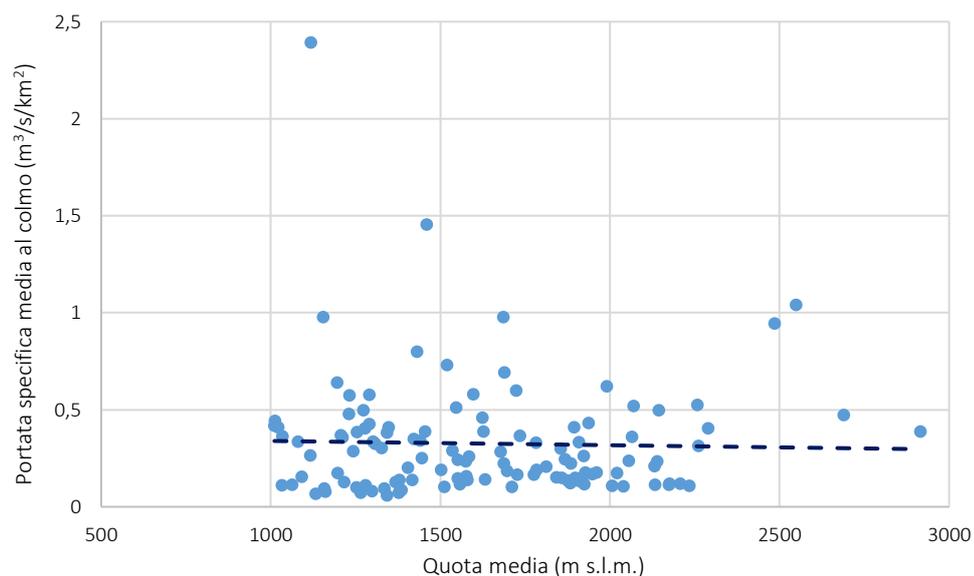


Figura 1.17 – Relazione tra la portata specifica media al colmo e la quota media dei bacini (Austria).

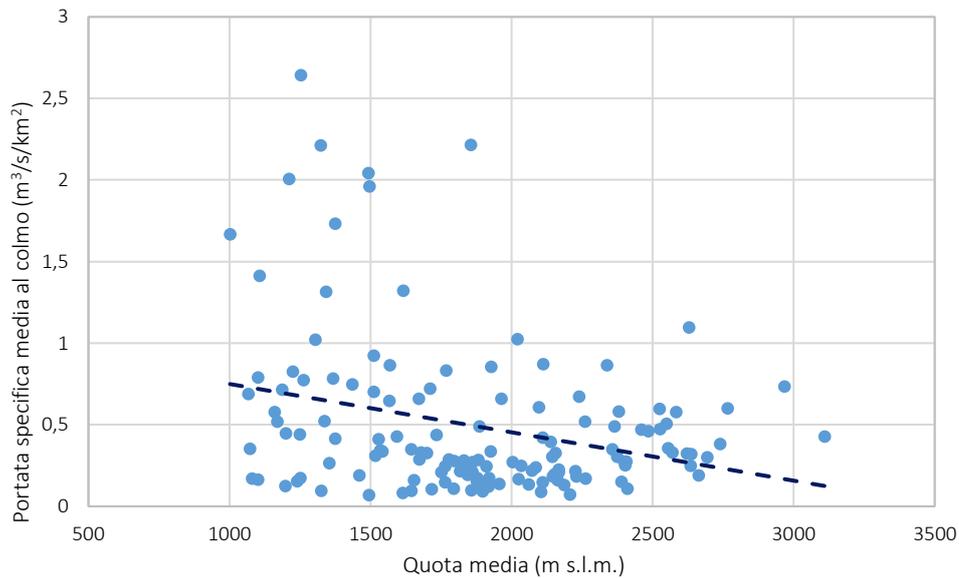


Figura 1.18 – Relazione tra la portata specifica media al colmo e la quota media dei bacini (Italia).

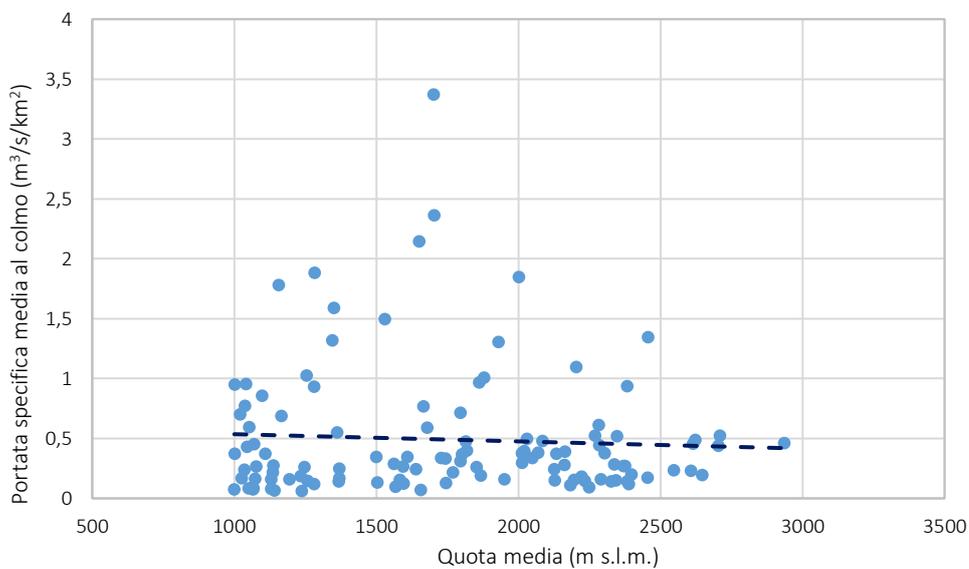


Figura 1.19 – Relazione tra la portata specifica media al colmo e la quota media dei bacini (Svizzera).

1.3.3 Relazione coefficiente di variazione – area e quota del bacino

Il coefficiente di variazione CV, che esprime il rapporto tra la deviazione standard e la media delle portate al colmo, è uno dei parametri chiave nell'analisi regionale delle piene. Le tecniche di analisi regionale consistono nella ricerca dei legami esistenti tra le caratteristiche climatiche e morfologiche, proprie della regione, ed i parametri connessi con la grandezza idrologica da stimare, come il coefficiente di variazione. Questo parametro statistico controlla la forma della distribuzione di frequenza delle piene e costituisce una misura proporzionale della variabilità

rispetto alla media. Il legame tra il coefficiente di variazione e l'area del bacino in passato è stato indagato in dettaglio (Bloschl and Sivapalan, 1997), dimostrando un andamento decrescente del CV all'aumentare dell'area. Tale comportamento è stato riscontrato in tutta la regione di studio e, mettendo a confronto in un unico grafico i valori di Austria, Svizzera e Italia (vedi Figura 1.20), nel territorio austriaco e svizzero è possibile definire un'uguale tendenza del CV all'aumentare dell'area, mentre per l'Italia l'andamento è diverso, ma sempre decrescente.

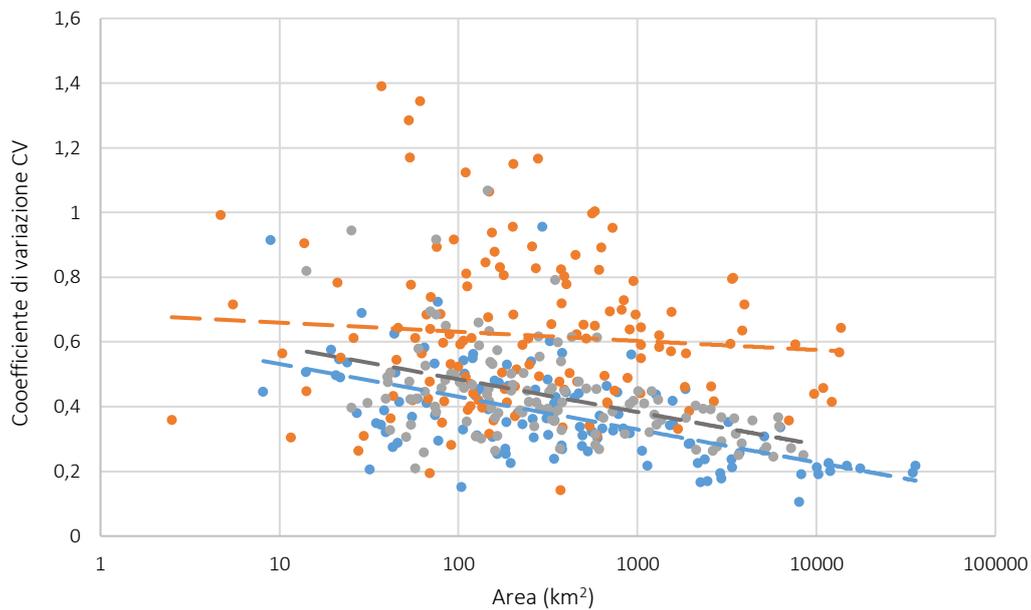


Figura 1.20 – Relazione tra il coefficiente di variazione e l'area del bacino per l'Austria (in grigio), l'Italia (in arancione) e la Svizzera (in azzurro).

Un'interpretazione diversa per indagare la variabilità del coefficiente di variazione è quella di relazionarlo con l'altimetria del bacino. Il modello geomorfoclimatico, che viene presentato e descritto in dettaglio nel *Capitolo 3*, mostra infatti come la distribuzione della frequenza delle piene nelle regioni di montagna dipende dalle caratteristiche ipsometriche del bacino molto più che da altri fattori. Di seguito si rappresenta sinteticamente il rapporto tra il coefficiente di variazione e la quota media del bacino per l'Austria, l'Italia e la Svizzera (Figura 1.21, Figura 1.22, Figura 1.23). Appare evidente che per i bacini austriaci e svizzeri, sebbene il CV in funzione dell'area presenti valori pressochè identici, non si può dire lo stesso se si considera il suo legame con la quota media, poiché si hanno due andamenti con segno opposto.

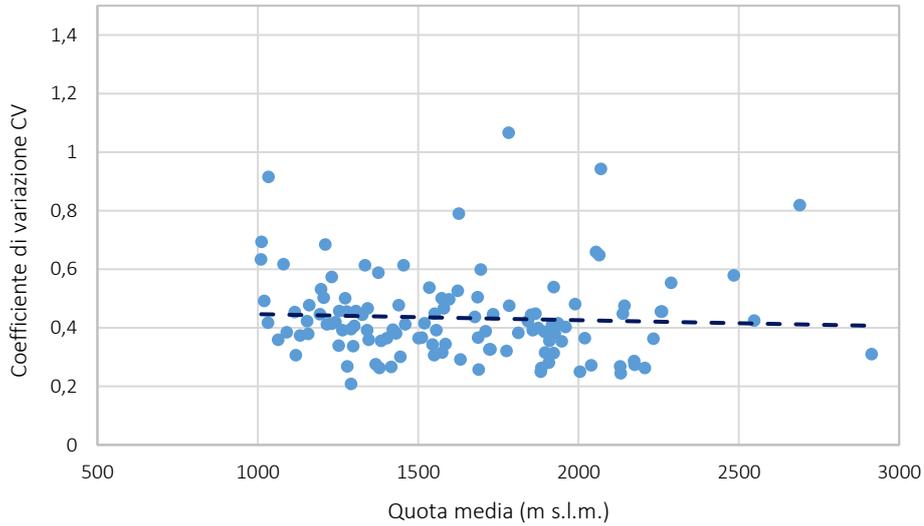


Figura 1.21 – Relazione tra il coefficiente di variazione e la quota media del bacino (Austria).

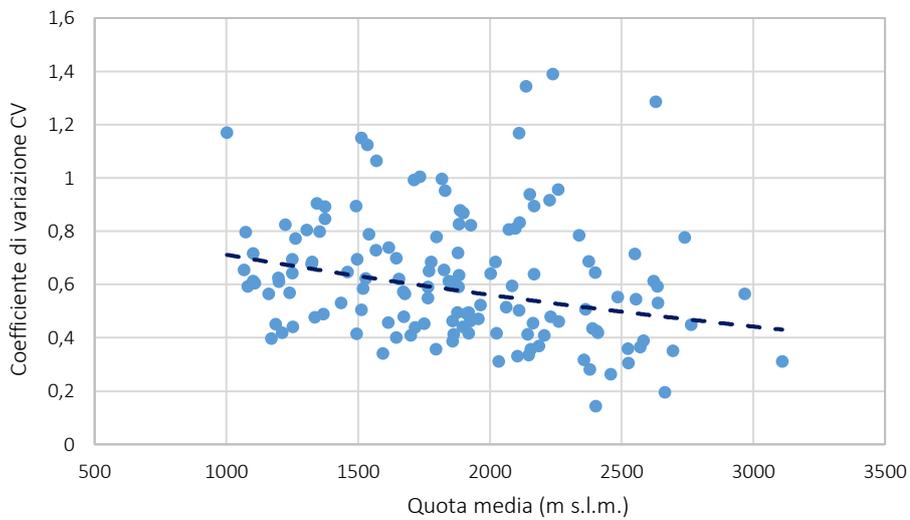


Figura 1.22 – Relazione tra il coefficiente di variazione e la quota media del bacino (Italia).

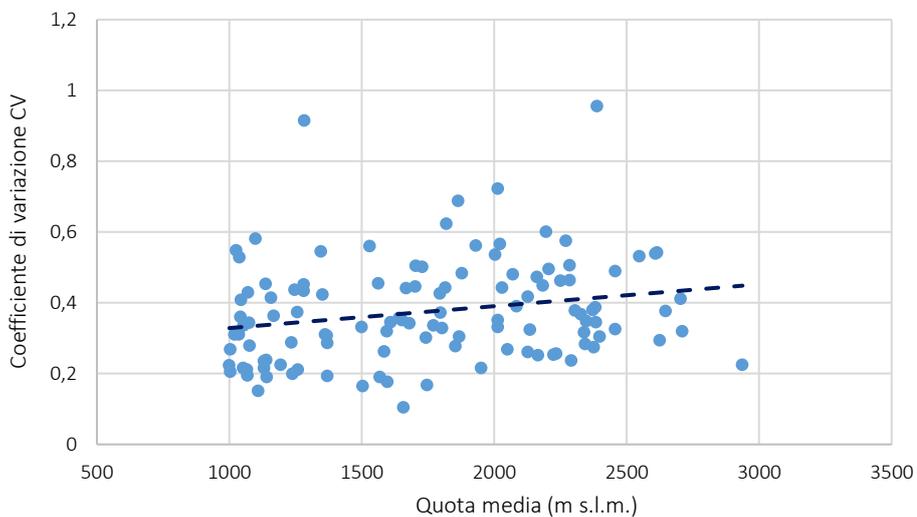


Figura 1.23 – Relazione tra il coefficiente di variazione e la quota media del bacino (Svizzera).

Bisogna infatti ricordare che la piena è il prodotto di diversi meccanismi e fenomeni che si manifestano sul bacino e questi danno luogo a un diverso valore di portata in ragione delle caratteristiche specifiche del singolo bacino. Il coefficiente di variazione è quindi influenzato dalle precipitazioni atmosferiche e dallo scioglimento della neve, ossia fenomeni che non solo variano nel tempo, ma anche nello spazio. Pertanto, nonostante si presenti un comportamento simile del CV in funzione dell'area, è lecito aspettarsi un andamento diverso nei confronti della quota.

1.4 Analisi climatologica

Al fine dell'applicazione del modello geomorfoclimatico, come viene mostrato successivamente nel *Capitolo 3*, è fondamentale effettuare un'analisi climatologica dell'area di studio, in modo da determinare il regime termometrico e l'andamento delle precipitazioni. Pertanto si procede con l'elaborazione dei dati di temperatura media annua e la determinazione della quota dello zero termico. In merito alle precipitazioni si tratterà l'andamento nel tempo e al variare della quota.

1.4.1 Temperatura media annua

Per le analisi delle temperatura sono stati utilizzati i dati forniti dal progetto HISTALP (Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region), che copre la cosiddetta "Grande Regione Alpina" (Greater Alpine Region, GAR) da circa 4° a 19° E e da 43° a 49° N. Il progetto, iniziato nel 2001 quando è stata pubblicata una prima analisi della temperatura sull'intero arco alpino (*Böhm et al., 2001*), ha portato alla creazione di un database di valori di temperatura attraverso un'operazione di raccolta e di omogeneizzazione di più di 200 stazioni, le cui serie storiche ricoprono periodi che vanno dai 100 ai 250 anni. In particolare è stata utilizzata una griglia di valori di temperatura assoluta, registrati dal 1780 al 2014, avente una risoluzione spaziale di 5 arcmin, approssimativamente equivalente a 9 x 6 km, e una risoluzione spaziale pari a un mese. Il set di dati è stato creato unendo le reti ad alta risoluzione (1961-1990) per ogni mese (*Hiebl et al., 2009*) e i dati mensili a lungo termine delle stazioni; inoltre, per una maggiore omogeneizzazione, i dati delle stazioni sono stati prolungati a un inizio comune nel 1780 usando il metodo Empirical Orthogonal Function (*Chimani et al., 2010*).

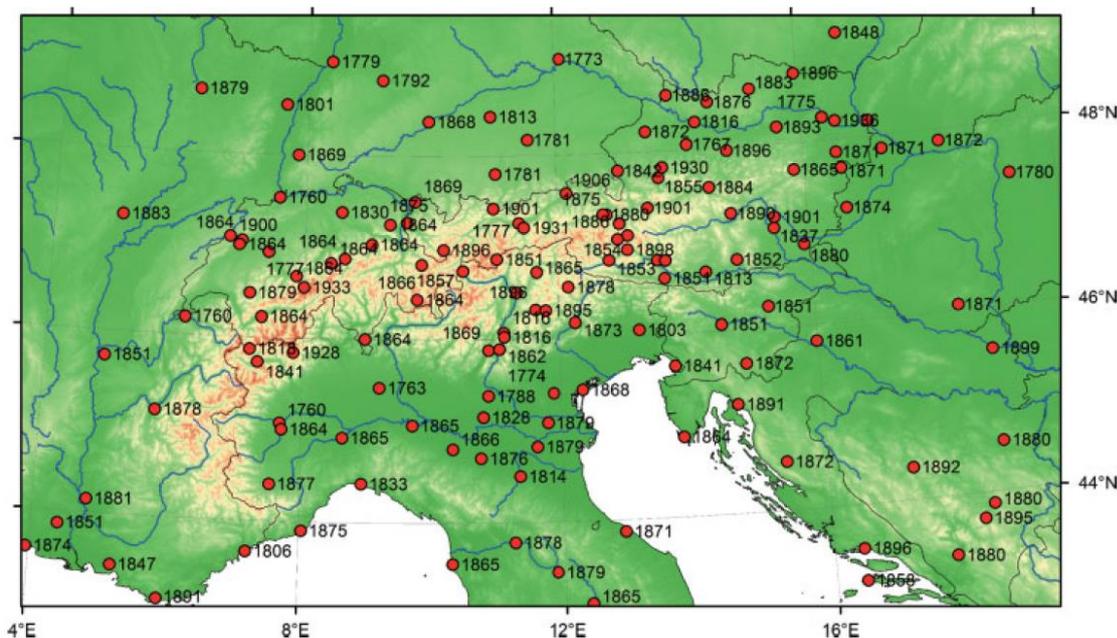


Figura 1.24 – Area delle Grande Regione Alpina e localizzazione delle stazioni aventi lunghe serie storiche. I numeri vicino alle stazioni indicato l'anno di inizio misurazione (Chimani et al., 2010).

La griglia con i valori assoluti di temperatura è disponibile in formato NetCDF (Network Common Data Form), formato binario supportato da apposite librerie e largamente impiegato in ambito scientifico, pertanto per elaborarli è stato necessario accedere ai dati ed estrarli attraverso l'uso di RStudio®. Attraverso il software Panoply, scaricabile dal sito della NASA, è possibile visualizzare i dati NetCDF in 2D e in 3D ed esportare le mappe ed eventuali animazioni.

Una volta estratti i valori di temperatura mensili, coerentemente con gli intervalli di tempo stabili in funzione della numerosità delle portate al colmo di piena e in funzione delle analisi dei trend temporali che vengono effettuate nel *Capitolo 2*, si è deciso di considerare i dati al 1950 al 2014. Questi valori sono stati elaborati in modo da ottenere il valore di temperatura media annua di ciascun pixel della griglia. Successivamente, per poter mettere a confronto diverse regioni dell'arco alpino, si è deciso di riferirsi alla temperatura media annua riportata al livello del mare, calcolata per ogni pixel attraverso la seguente espressione:

$$T_{media\ annua\ (0\ m\ s.l.m.)} = T_{media\ annua} + \alpha \cdot H_{pixel} \quad (1.4)$$

dove H_{pixel} è la quota del pixel in esame, mentre α è il valore del gradiente termico verticale medio annuo posto pari a $0.475^{\circ}C/100$ metri (Hiebl et al., 2009). E' stato così possibile realizzare una mappa della temperatura media annua a 0 m s.l.m. valida per la regione di studio (vedi *Figura 1.25*).

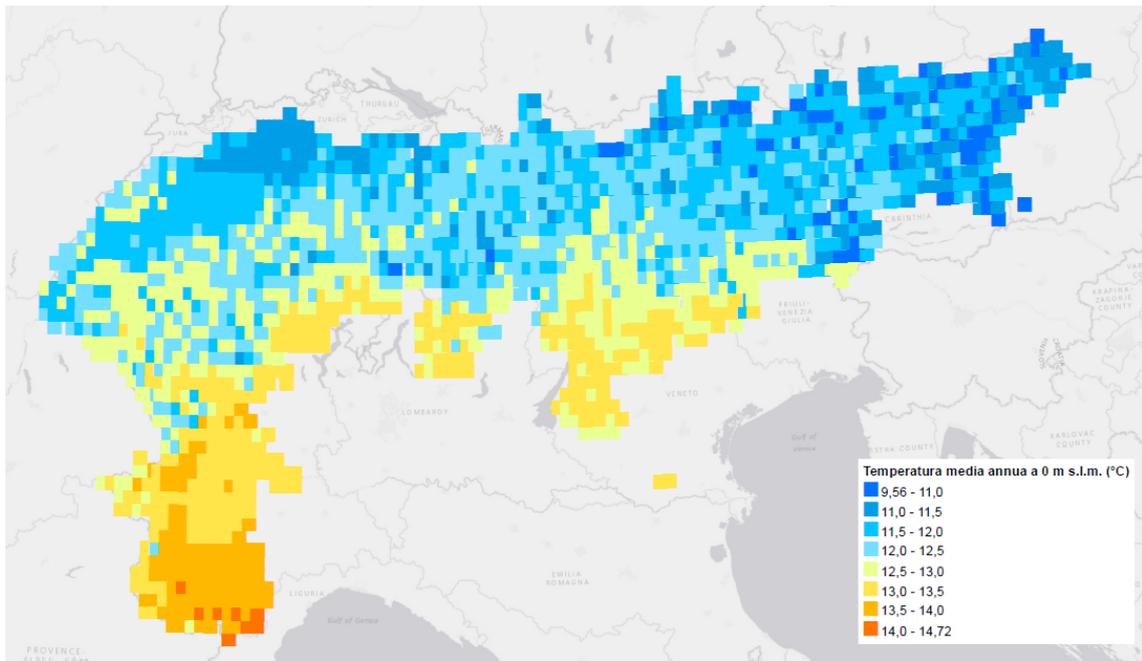


Figura 1.25 – Mappa delle temperatura media annua dal 1950 al 2014 (Sources: ESRI, OpenStreetMap contributors, and the GIS User Community).

Una volta depurati i dati dalla loro dipendenza con la quota, attraverso la *Figura 1.25*, è possibile dimostrare la variazione della temperatura in funzione della longitudine e della latitudine: si registra una diminuzione da ovest ad est e da sud a nord. Inoltre, il tratto di arco alpino meridionale, poiché localizzato in prossimità del mare, risente di un aumento delle temperature sia in inverno che in estate.

1.4.2 Quota dello zero termico

L'altezza dello zero termico è la quota (espressa in m s.l.m.) alla quale la temperatura dell'aria in atmosfera libera, non influenzata quindi dal terreno, passa da valori positivi a valori negativi. Si tratta quindi di un parametro che varia durante l'anno, registrando il suo valore massimo in estate e il suo valore minimo in inverno. Conoscere l'altezza dello zero termico è di fondamentale importanza per l'applicazione del modello geomorfoclimatico, dal momento che la quota neve, al di sopra della quale più del 90% della precipitazione cade sottoforma di neve non contribuendo alla diretta formazione della piana, è direttamente dipendente dallo zero termico. Come si vedrà nel *Capitolo 3*, il modello infatti si sviluppa a partire dalla definizione della porzione attiva di area del bacino, motivo per cui bisogna conoscere il regime termometrico della regione. Questo è caratterizzato in maniera semplificata dalla massima e dalla minima quota a cui si registra lo zero termico durante l'anno, che da qui in poi vengono espresse rispettivamente come ZT_{max} e ZT_{min} .

Verosimilmente si osserva la massima altezza durante il mese di Luglio, il più caldo, mentre la minima quota è associata al mese di Gennaio.

In *Figura 1.26* si riportano le temperature medie di Gennaio, riferite all'intervallo temporale 1950-2014. E' possibile notare come la temperatura, ad esclusione della pianura, vada ben al di sotto dello zero nelle zone di alta montagna e pedemontane, quelle più interessate dall'accumulo di neve. Questo consente di considerare mediamente ZT_{min} equivalente a 0 m s.l.m., anche dopo aver depurato i valori di temperatura dall'influenza della quota.

Per definire la quota massima dello zero termico si è fatto riferimento alla temperatura media di Luglio (vedi *Figura 1.27*). In questo caso, poiché la variabilità delle temperature è più elevata, è stata realizzata una mappa di ZT_{max} (*Figura 1.28*) applicando la seguente procedura a tutti i pixel:

$$ZT_{max} = \frac{T_{media\ Luglio\ (0\ m\ s.l.m.)}}{\alpha_{Luglio}} \quad (1.5)$$

dove $T_{media\ Luglio\ (0\ m\ s.l.m.)}$ è la temperatura media di Luglio riportata al livello del mare attraverso la precedente espressione (1.4), mentre α_{Luglio} è il valore del gradiente termico verticale medio del mese di Luglio pari a $0.6^{\circ}C/100$ metri (*Hiebl et al., 2009*). In generale, ad esclusione delle zone di pianura, si può confermare un valore medio di ZT_{max} pari a 3000 m s.l.m.

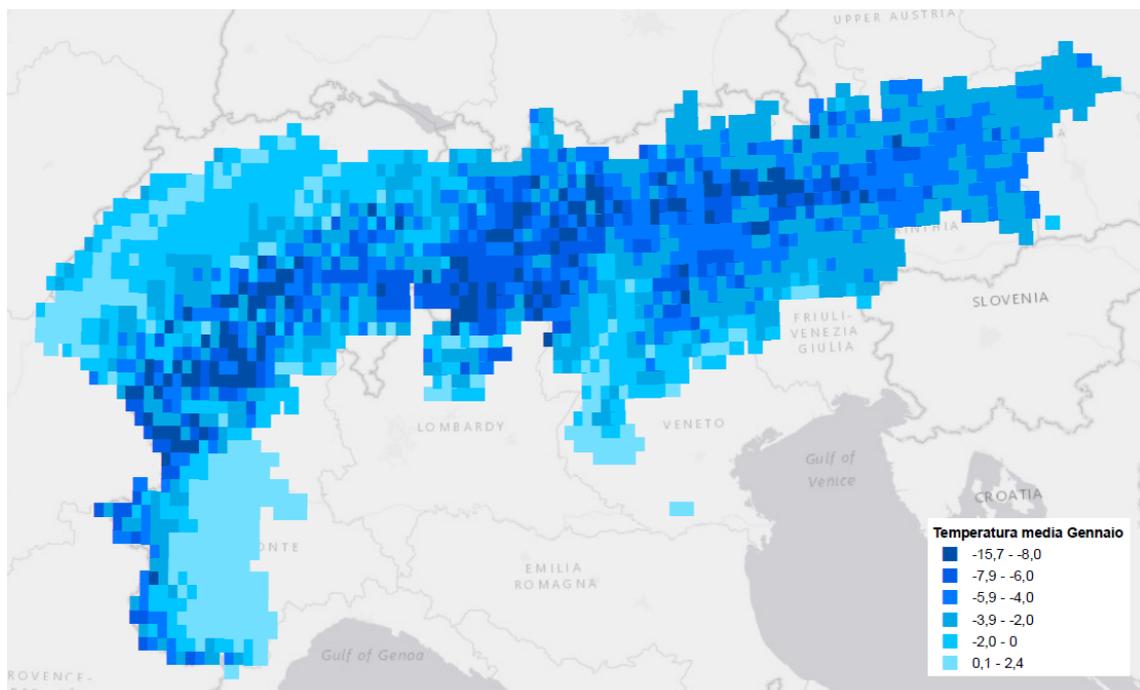


Figura 1.26 – Mappa della temperatura media di Gennaio dal 1950 al 2014 (Sources: ESRI, OpenStreetMap contributors, and the GIS User Community).

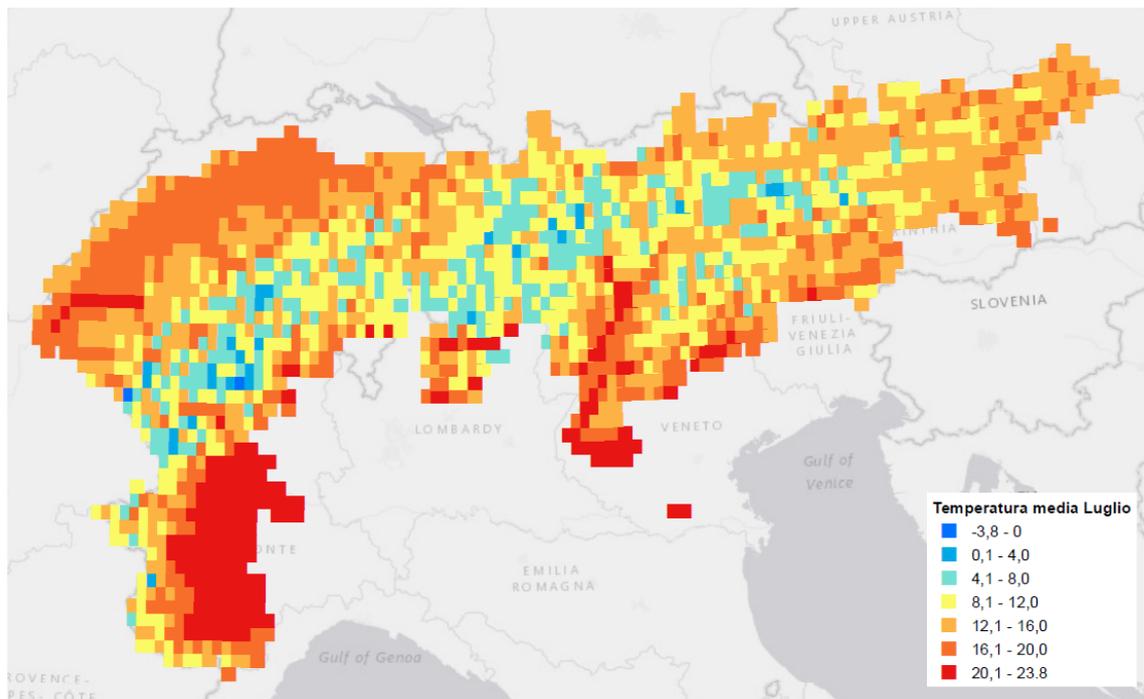


Figura 1.27 – Mappa della temperatura media di Luglio dal 1950 al 2014 (Sources: ESRI, OpenStreetMap contributors, and the GIS User Community).

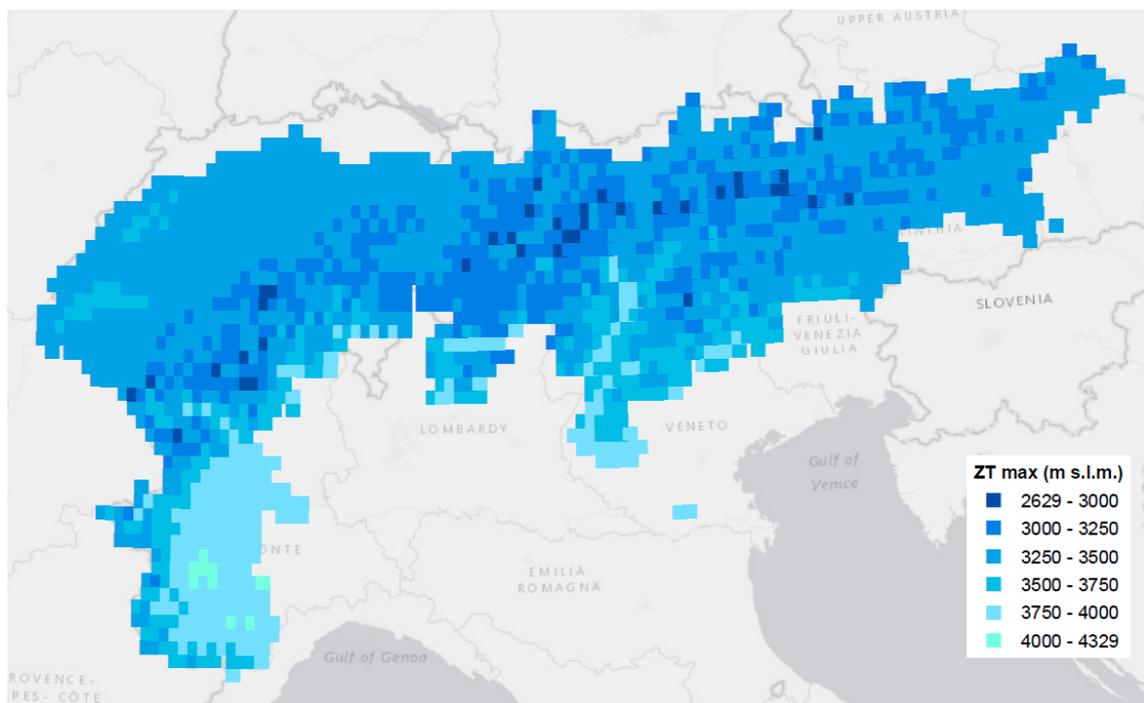


Figura 1.28 – Mappa della quota massima dello zero termico (Sources: ESRI, OpenStreetMap contributors, and the GIS User Community).

1.4.3 Precipitazione totale annua

Per concludere l'analisi climatologica dell'area di studio, sempre allo scopo di applicare successivamente il modello geomorfoclimatico, è stato determinato il valore delle precipitazioni totali annue utilizzando i dati forniti dal progetto EURO4M (European Reanalysis and Observations for Monitoring). Si tratta di nuovo di una griglia di dati, in formato NetCDF, che copre l'intera regione alpina (APGD - *Alpine Precipitation Grid Dataset*) ed è caratterizzata da una risoluzione spaziale di 5 km e una risoluzione temporale di un giorno. Il dataset è stato realizzato attraverso la raccolta di dati pluviometrici ad alta risoluzione per un totale di circa 5500 misurazioni al giorno nel periodo compreso tra il 1971 e il 2008, considerando anche le precipitazioni intense e i periodi di siccità (Isotta, F.A. et al. 2014).

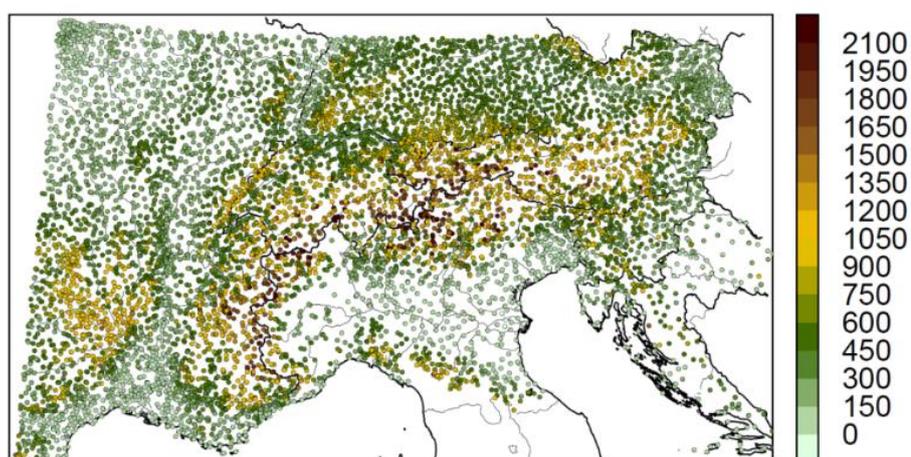


Figura 1.29 – Distribuzione delle stazioni pluviometriche utilizzate per la realizzazione del dataset poste ad una con una distanza media tra di esse di circa 10-15 km. Il colore rappresenta l'altezza della stazione in m s.l.m. (Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss).

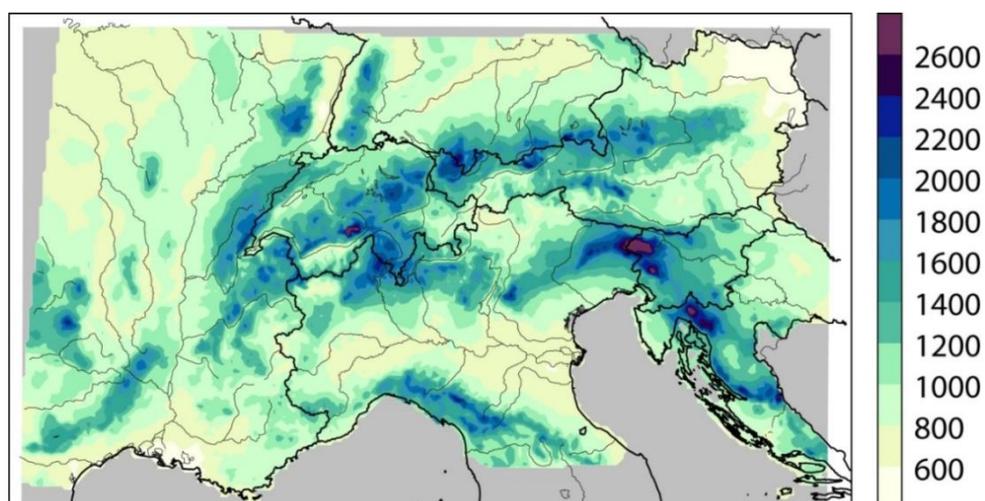


Figura 1.30 – Precipitazione media totale annua (mm/anno) per il periodo 1971-2008 (Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss).

2. ANALISI DEI TREND TEMPORALI DELLE SERIE DI PORTATE AL COLMO DI PIENA

La prima parte di questo lavoro costituisce un tentativo di esaminare le evidenze empiriche di incremento temporale delle portate di piena in montagna che il riscaldamento globale sembra aver causato su questi fenomeni (*Bloeschl et al., 2019*). Per l'analisi dei trend è stato utilizzato il metodo statistico della regressione per quantile, che permette di valutare l'eventuale presenza di tendenze nelle variabili ambientali. In particolare, alle serie storiche delle singole stazioni è stata applicata la regressione con i minimi quadrati, mentre per l'analisi di regioni più ampie si è ricorsi anche alla regressione lineare multipla. I risultati ottenuti sono stati poi validati attraverso il Test di Student, verificando così se il risultato fosse significativo in termini di coefficiente angolare.

Nel presente capitolo vengono presentate in dettaglio le metodologie utilizzate e riportati i principali risultati ottenuti.

2.1 Metodi di regressione lineare e per quantili

La ricerca del trend nel tempo può essere effettuata mediante il metodo della regressione, usata in statistica per modellare la relazione esistente tra un set di p variabili predittive $\{X_1, X_2, \dots, X_p\}$ e la variabile di risposta Y concernenti n osservazioni di p caratteri da una popolazione assegnata. Mentre la regressione per minimi quadrati fornisce soltanto una stima della media condizionale della variabile di risposta, dati certi valori della variabile predittiva, un'analisi statistica più completa delle relazioni stocastiche è data dalla regressione per quantili, poiché definisce la relazione tra una serie di variabili predittive e i quantili specifici della variabile di risposta. Nello specifico, il coefficiente della retta dei minimi quadrati rappresenta l'alterazione operata nella variabile di risposta e prodotta da un cambiamento unitario della variabile predittiva, invece il parametro della regressione per quantili fornisce una stima della mutazione della variabile di risposta per uno specifico quantile, prodotta da un cambiamento unitario della variabile predittiva.

La regressione per quantili è stata presentata per la prima volta nel 1978 da Roger Koenker e Gilbert W. Basset e successivamente illustrata da Koenker e Hallok nel 2001. Lo svantaggio principale di questa analisi riguarda la soluzione del problema di minimizzazione: mentre il

metodo dei minimi quadrati ha una soluzione in forma chiusa, la regressione per quantili richiede l'impiego di un metodo di programmazione lineare. Nonostante ciò questo metodo fornisce la possibilità di stimare l'intera distribuzione dei quantili condizionati della variabile di risposta, così da poter studiare l'influenza delle variabili predittive sulla forma della distribuzione stimando più quantili condizionati. Inoltre la regressione per quantili assume grande importanza se il quantile di interesse è elevato, come 0.75 e 0.95, poiché consente di estendere il campo di applicazione alle serie in cui gli eventi estremi sono rilevanti, come nel caso degli studi idrologici o idraulici.

2.1.1 Quantile e funzione quantile

In *Koenker, R. and Portnoy, S.: Quantile Regression* (1999) viene definito il concetto di quantile. Il τ -esimo quantile della variabile casuale Y può essere definito come $y_\tau \in \mathbb{R}$ tale che:

$$Pr(Y \leq y_\tau) \geq \tau \quad e \quad Pr(Y \geq y_\tau) \geq 1 - \tau \quad (2.1)$$

dove se Y è una variabile casuale continua le probabilità dell'equazione (2.1) coincidono e il quantile è definito con unicità, mentre se Y è discreta le probabilità definiscono un intervallo chiuso e ciò comporta che il quantile non sia unico. Per identificare con unicità il quantile si stabilisce per convenzione che questo è sempre il più piccolo elemento nell'insieme delle soluzioni possibili. Tale assunzione è formalizzabile con la funzione di ripartizione di Y (continua a destra) tale che:

$$F_Y(y) = P(Y \leq y) \quad (2.2)$$

Mentre la funzione del quantile condizionato (continua a sinistra) è:

$$Q_Y(\tau) = F_Y^{-1}(\tau) = \inf \{y \in \mathbb{R} : F_Y(y) \geq \tau\} \quad (2.3)$$

Scegliendo il valore più piccolo che rende $Q_Y(\tau)$, si trova il valore del τ -esimo quantile incondizionato della variabile casuale Y .

Per qualunque $0 < \tau < 1$ si può definire la "funzione di controllo" lineare a tratti:

$$\rho_\tau(y) = |y(\tau - I(y < 0))| \quad (2.4)$$

Dove I è una variabile binaria che assume valore 0 o 1 a seconda che sia soddisfatta o meno una data condizione. Nella *Figura 2.1* è possibile osservare la forma della funzione di controllo valida

nel caso si consideri la mediana. Nelle figure successive si può notare invece la differente forma assunta dalla funzione di controllo nel caso si considerino rispettivamente quantili piccoli (inferiori alla mediana, *Figura 2.2*) o quantili elevati (superiori alla mediana, *Figura 2.3*).

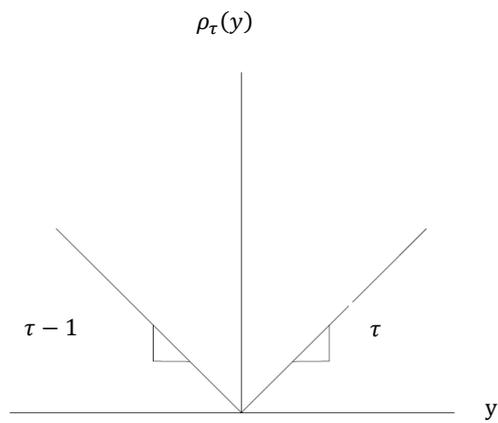


Figura 2.1 - Funzione di controllo rappresentante la mediana.

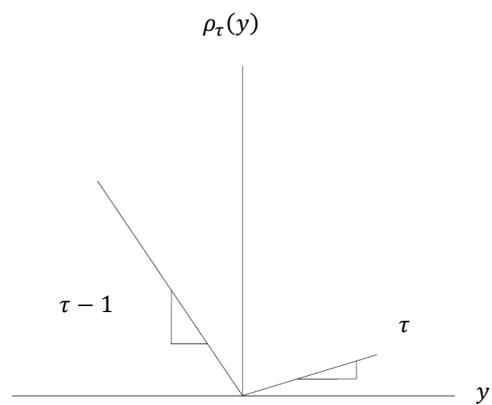


Figura 2.2 - Funzione di controllo rappresentativa di piccoli quantili.

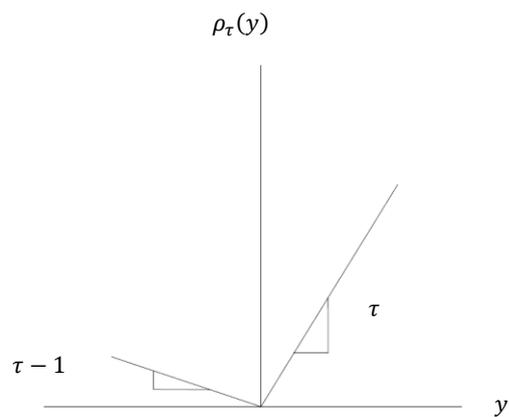


Figura 2.3 - Funzione di controllo rappresentativa di quantili elevati.

In analogia a quanto succede per la media campionaria, che può essere definita come la soluzione del problema di minimizzazione della somma degli scarti al quadrato, si definisce la mediana $Q(0.5)$ come la soluzione del problema di minimizzazione della somma degli scarti in valore assoluto, osservando che la funzione di controllo in questo caso ha forma simmetrica. Questa simmetria implica che la minimizzazione della somma degli scarti in valore assoluto deve eguagliare il numero di residui positivi e negativi, assicurando così che vi sia lo stesso numero di osservazioni sopra e sotto la mediana.

Gli altri quantili si possono ottenere minimizzando la somma degli scarti in valore assoluto ponderati asimmetricamente, dando quindi diversi pesi ai residui positivi e negativi. In questo senso ogni singolo quantile campionario $\xi(\tau)$ può essere definito analiticamente attraverso questa relazione:

$$\xi(\tau) = \min_{\xi \in \mathbb{R}} \sum \rho_{\tau}(y_i - \xi) = \min_{\xi \in \mathbb{R}} \left[(\tau - 1) \sum_{y_i < \xi} (y_i - \xi) + \tau \sum_{y_i \geq \xi} (y_i - \xi) \right] \quad (2.5)$$

Dove $\rho_{\tau}(\cdot)$ è la funzione di controllo rappresentata in precedenza che fornisce il τ_{th} quantile come soluzione. Minimizzando la funzione $\rho_{\tau}(y_i - \xi)$ rispetto al valore ottimale ignoto ξ si ottengono le soluzioni $\xi(\tau)$ tra le quali la più piccola corrisponde alla definizione di $Q(\tau)$ data in precedenza.

Dopo aver definito i quantili incondizionati attraverso un problema di ottimizzazione, è possibile definire i quantili condizionali in modo analogo. La regressione dei minimi quadrati offre un modello su come procedere. Dato un insieme casuale $\{y_1, y_2, \dots, y_n\}$, si risolve:

$$\min_{\mu \in \mathbb{R}} \sum_{i=1}^n (y_i - \mu)^2 \quad (2.6)$$

Si trova così la media della campione, stimatore della media incondizionata della distribuzione $E(Y)$. Se si sostituisce alla media (scalare) una funzione parametrica $\mu(x_i, \beta)$ e si risolve:

$$\min_{\beta \in \mathbb{R}^p} \sum_{i=1}^n (y_i - \mu(x_i, \beta))^2 \quad (2.7)$$

Si ottiene una stima della funzione di probabilità condizionata $E(Y|x)$. Nella regressione per quantili si procede nello stesso modo. Per ottenere una stima della funzione mediana condizionale si rimpiazza lo scalare ξ con la funzione parametrica $\xi(x_i, \beta)$ e si setta τ al valore 0.5.

Gli altri stimatori dei quantili condizionati si possono ottenere sostituendo i valori assoluti con $\rho_\tau(\cdot)$ e risolvendo:

$$\xi(\tau) = \min_{\beta \in \mathbb{R}^p} \sum_{i=1}^n \rho_\tau(y_i - \xi(x_i, \beta)) \quad (2.8)$$

2.1.2 Regressione lineare quantile

Il modello di regressione lineare classico pone alcuni limiti nella spiegazione della variabile di risposta in quanto definisce una valutazione solo della media condizionata, la regressione del quantile permette invece di dare un quadro più preciso sulla distribuzione condizionata attraverso la valutazione dei quantili condizionati.

Ricordando l'equazione (2.8), la funzione parametrica $\xi(x_i, \beta)$ può assumere diverse forme. Se si assume che sia una funzione lineare, il problema può essere risolto efficientemente attraverso un metodo di programmazione lineare (*Buchinsky, 1998*).

Il modello di regressione quantile lineare può essere quindi definito dalla relazione:

$$Y = x' \beta(\tau) + u(\tau) \quad (2.9)$$

dove Y è la variabile risposta, x' un vettore di p variabili esplicative $\{X_1, X_2, \dots, X_p\}$ e $u(\tau)$ è il termine d'errore. Attraverso questa relazione si vede come la variabile aleatoria Y può essere espressa come la somma di una *componente deterministica*, rappresentata dal termine $x' \beta(\tau)$, e da una *componente casuale* di errore $u(\tau)$, che comprende tutti i fattori che influenzano la variabile Y , ma che non sono osservati o non possono essere controllati. Il τ -esimo quantile della variabile di risposta Y subordinatamente al vettore delle X variabili può essere scritto come:

$$Q_Y(\tau|x) = x' \beta(\tau) \quad (2.10)$$

Si può osservare che il vettore dei parametri $\beta(\tau)$ è variabile ed è legato al livello del quantile condizionato preso in considerazione. Mettendo insieme le equazioni (2.5) e (2.10), per ogni $\tau \in (0, 1)$, il vettore dei parametri $\beta(\tau)$ può essere stimato come soluzione al problema di minimo:

$$\hat{\beta}(\tau) = \min_{\beta \in \mathbb{R}^p} \sum_{i=1}^n \rho_\tau(y_i - x_i' \beta(\tau)) \quad (2.11)$$

L'equazione (2.10) può essere esplicitata evidenziando meglio la relazione lineare ipotizzata tra il quantile τ della variabile Y e le p variabili predittive $\{X_1, X_2, \dots, X_p\}$:

$$Q_Y(\tau|x) = \beta_0(\tau) + x_{i1} \beta_1(\tau) + \dots + x_{ip} \beta_p(\tau) \quad i = 1, \dots, n \quad (2.12)$$

In questo lavoro, per ovviare alla obiezione di disomogeneità che i dati hanno in quanto provenienti da bacini di dimensioni diverse, la variabile di risposta Y è sempre la portata al colmo di piena normalizzata sull'area del bacino (portata specifica espressa in $m^3/s/km^2$), mentre le variabili predittive considerate sono rispettivamente il tempo, l'area e la quota media del bacino. Il metodo, essendo applicato a valori separatamente disponibili ogni anno in tutte i bacini appartenenti ad una regione, consente di utilizzare anche serie storiche non particolarmente lunghe, in quanto di queste vengono utilizzati i valori solo quando disponibili.

Regressione lineare semplice per quantili

Una prima analisi è condotta considerando un modello semplice a due variabili: si indaga la relazione esistente tra la portata specifica e il tempo. Considerando quindi solo una variabile indipendente (il tempo), il modello di regressione lineare è:

$$Y_i = \beta_0(\tau) + x_{i1} \beta_1(\tau) + u_i(\tau) \quad (2.13)$$

Dove $\beta_0(\tau)$ è l'intercetta della retta di regressione della popolazione (quando la variabile x_1 è uguale a 0) corrispondente al quantile τ della variabile Y , mentre $\beta_1(\tau)$ è il coefficiente angolare di tale retta.

Regressione lineare multipla per quantili

Considerata la complessità e la correlazione tra le diverse variabili in gioco, oltre all'applicazione di modelli di regressione lineare in funzione del tempo, si utilizzano modelli di regressione multipla che permettono di tenere conto di ulteriori due parametri: l'area dei bacini e l'altitudine media. Con l'impiego della regressione lineare multipla si può approfondire il legame tra la portata, area e quota oltre al tempo, al fine di indagare sul trend della serie. In questo caso il modello di regressione è:

$$Y_i = \beta_0(\tau) + x_{i1} \beta_1(\tau) + x_{i2} \beta_2(\tau) + x_{i3} \beta_3(\tau) + u_i(\tau) \quad (2.14)$$

Dove $\beta_0(\tau)$ è l'intercetta della retta di regressione della popolazione (quando tutte le variabili sono uguale a 0) corrispondente al quantile τ della variabile Y , mentre $\beta_1(\tau)$ è il coefficiente angolare di x_1 (tempo), $\beta_2(\tau)$ è il coefficiente angolare di x_2 (area del bacino) e $\beta_3(\tau)$ è il coefficiente angolare di x_3 (quota media del bacino).

2.1.3 Regressione quantile in RStudio®

Per applicare la regressione per quantili alle serie storiche delle portate al colmo di piena si utilizza il pacchetto "quantreg" del software RStudio®. La stima della τ -esima funzione quantile condizionale della variabile di risposta è fornita dal comando "rq" (quantile regression). Questo comando è composto da due argomenti principali: il primo definisce la formula del modello che si desidera utilizzare, ponendo la variabile risposta a sinistra dell'operatore \sim e le variabili indipendenti a destra; il secondo argomento è l'opzione tau, che si riferisce al quantile o a più quantili che si desiderano stimare.

Si riporta ora il codice mediante il quale è stata condotta l'analisi dei trend, stimando quattro rette di regressione quantile per quattro valori di τ uguali a 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95.

```
quantili <- c(0.25,0.50,0.75,0.95)
coefficiente_angolare <- vector("numeric")
standard_error <- vector("numeric")
quantile_regression <- list()
info <- list()
for(i in seq(1,length(quantili),1)){
  quantile_regression[[i]] <- rq(portata~tempo,tau=quantili[i])
  intercept <- as.numeric(quantile_regression[[i]]
                          ["coefficients"][[1]][1])
  coefficiente_angolare[i] <- as.numeric(quantile_regression[[i]]
                                         ["coefficients"][[1]][2])
  info[[i]] <- summary.rq(quantile_regression[[i]])
  standard_error[i] <- info[[i]][[3]][2,2]
}
```

Nel momento in cui si valutano più quantili, l'operazione va reiterata un numero di volte pari al numero di τ considerati. Per questo motivo è necessario creare un vettore di quantili, ma anche i vettori relativi ai parametri risultato della regressione: il coefficiente angolare delle rette e

l'errore standard ad esso relativo. Nel caso della regressione lineare multipla, basta sostituire alla formula dello script la seguente espressione:

```
quantile_regression[[i]] <- rq(portata~tempo+area+quota_media,  
                               tau=quantili[i])
```

2.2 Risultati

Nel momento in cui si effettuano degli studi di ricerca dei trend a partire da una serie di osservazioni è necessario verificare la significatività della retta di regressione accertando l'esistenza di una relazione lineare tra le variabili considerate. A tal fine è possibile applicare il **Test di Student**, poiché è basato sul rapporto tra il valore del coefficiente angolare della retta di regressione (che rappresenta la risposta media della variabile di risposta Y ai diversi valori della/e variabile/i predittive X) ed il suo errore standard. Il test consiste nel confrontare la variabile t di Student con il valore limite, che per un livello di significatività posto pari al 5% è uguale a 2. Si mostra nel dettaglio come avviene il test:

$$\text{se } \begin{cases} t = \left| \frac{\text{coefficiente angolare}}{\text{errore standard}} \right| > 2 & \text{Il test è superato} \\ t = \left| \frac{\text{coefficiente angolare}}{\text{errore standard}} \right| < 2 & \text{Il test non è superato} \end{cases}$$

In primo luogo è stata eseguita un'analisi dei trend di tutti i bacini, utilizzando la regressione lineare basata sul metodo dei minimi quadrati ordinari. Si è ritenuto opportuno applicare la regressione non solo a tutte le serie storiche disponibili, ma anche effettuare, ove possibile, un'ulteriore analisi del periodo 1980-2010 (2007 per l'Austria) con lo scopo di evidenziare quanto la significatività dei trend sia aumentata nel tempo.

Successivamente, dal momento che i risultati ottenuti con i test sulle singole stazioni non consentono di ottenere, specie in Italia, una risposta univoca alla verifica di trend temporale, si sono quindi utilizzate tecniche di regressione per quantile relative ai quantili di piena calcolati sui valori complessivamente disponibili anno per anno. Il metodo di regressione per quantili è stato applicato separatamente ai tre insiemi di dati provenienti dai bacini austriaci, italiani e svizzeri.

2.2.1 Austria

Per mostrare come funziona la regressione con i minimi quadrati e per interpretare le tabelle che verranno presentate, si scelgono dal campione di 119 bacini austriaci due casi esemplificativi: uno possiede un andamento crescente della portata lungo tutta la serie storica (*Figura 2.4*), mentre l'altro un decremento nel tempo (*Figura 2.5*). Entrambi i bacini scelti superano il Test di Student e i trend risultano quindi validi e significativi dal punto di vista statistico.

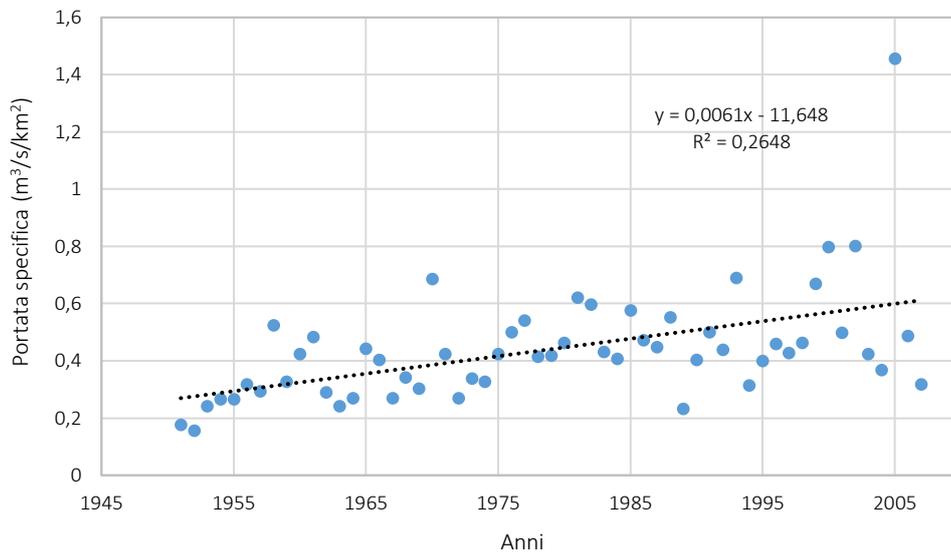


Figura 2.4 – Regressione con i minimi quadrati della serie di portate al colmo specifiche per la stazione Steeg (ID 201012), coefficiente angolare positivo.

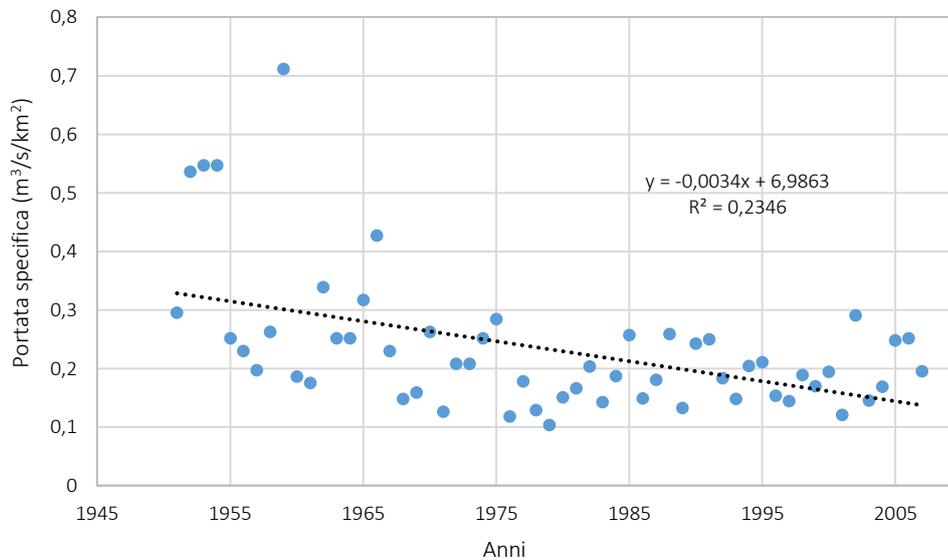


Figura 2.5 – Regressione con i minimi quadrati della serie di portate al colmo specifiche per la stazione Wagrain (ID 203232), coefficiente angolare negativo.

Nella *Tabella 2.1* si riportano i risultati complessivi dell'applicazione della regressione con i minimi quadrati eseguita su tutta la serie storica di ogni bacino idrografico austriaco, mentre in *Tabella 2.2* i risultati inerenti al periodo 1980-2007. Questa analisi e la ricerca del valore del coefficiente angolare sono state svolte mediante l'uso di Excel. Per un maggiore dettaglio fare riferimento all'*Allegato A2.2-A* e all'*Allegato A2.2-B* nel quale sono sottolineati i valori di coefficiente angolare negativi ed evidenziati in azzurro i valori positivi del test.

Segno trend	Test superato	Test non superato
Positivo	6	75
Negativo	1	37

Tabella 2.1 – Risultati complessivi del test del trend sulle singole serie storiche (bacini austriaci).

Segno trend	Test superato	Test non superato
Positivo	18	63
Negativo	3	35

Tabella 2.2 – Risultati complessivi del test del trend sul periodo 1980-2007 (bacini austriaci).

L'analisi del trend di portata sul periodo 1980-2007 evidenzia come negli ultimi anni gli andamenti positivi siano diventati più numerosi e più significativi. Infatti, rispetto alla serie storica, si verifica per il 35% delle stazioni (42 bacini) un aumento nella significatività del trend crescente, ma anche un passaggio da coefficiente negativo a positivo per circa il 10% del campione (8 bacini).

Una volta applicata la regressione con i minimi quadrati, si focalizza l'attenzione sugli eventi più estremi, ben descritti dai quantili più elevati (0.75, 0.95). Il metodo usato per indagare l'andamento di quantili prefissati è la regressione lineare per quantili.

Per eseguire una analisi accurata è importante avere un numero di osservazioni sufficientemente elevato. Per questo motivo si selezionano solo i dati appartenenti all'arco temporale che ha inizio nel 1951 e termina nel 2007. La consistenza dei dati nel periodo scelto infatti è notevole, come si può notare osservando la *Figura 3.6*, garantendo così una maggiore robustezza dei risultati.

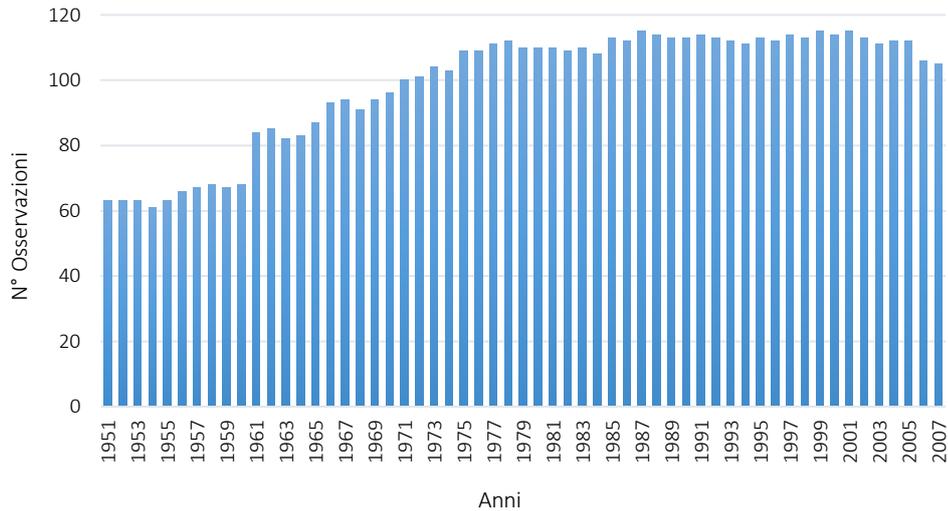


Figura 2.6 - Numero di osservazioni delle portate di picco in funzione del numero degli anni.

Si applica all'insieme dei dati disponibili la regressione per i quantili 0.25, 0.50, 0.75, 0.95 e si verifica la bontà del risultato attraverso il Test di Student. Nel diagramma seguente (*Figura 2.7*) si riportano i valori di portata specifica in funzione dei relativi anni di occorrenza, insieme ai risultati della regressione (*Tabella 2.3*) in termini di incrementi di portata e di errori standard relativi a ciascuno dei quantili selezionati.

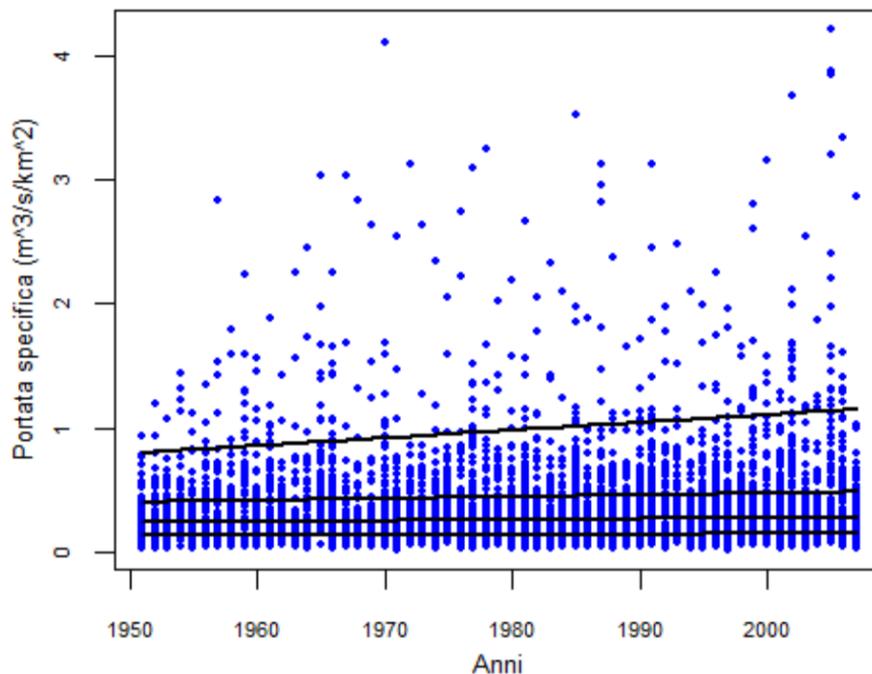


Figura 2.7 – Rette di regressione lineare rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1951-2007 (Austria).

Quantile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	t = m/e	Test di Student
0.25	0.000094	0.00015	0.62	Non superato
0.5	0.0079	0.00024	3.26	Superato
0.75	0.0014	0.00047	3.05	Superato
0.95	0.0062	0.0018	3,55	Superato

Tabella 2.4 - Regressione per quantili e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1951-2007 (Austria).

Applicare solo la semplice regressione per quantili lineare non consente di tenere in conto dell'influenza sulla portata di alcuni parametri morfologici, come la quota media e l'area del bacino. Le diverse caratteristiche dei bacini possono significativamente influenzare i risultati, dal momento in generale la portata specifica cresce all'aumentare della quota media del bacino e diminuisce all'aumentare della superficie del bacino. Inoltre i bacini caratterizzati da piccole superfici sono maggiormente influenzati da precipitazioni di breve durata e forte intensità, mentre quelli che presentano grandi superfici, e che sono soggetti a piogge di lunga durata e lieve intensità, costituiscono il contributo maggiore nella formazione delle piene. Per questi motivi si è eseguita una regressione per quantili multipla considerando, oltre alla variabile tempo, l'area e la quota media del bacino (Figura 2.8).

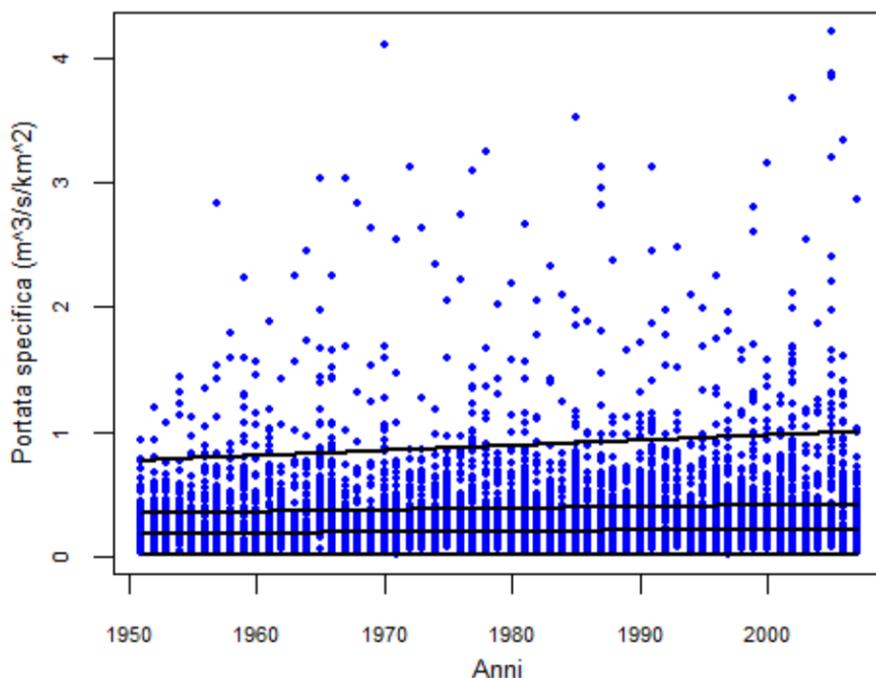


Figura 2.8 – Rette di regressione lineare multipla rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1951-2007 (Austria).

In *Tabella 2.5* si riportano i risultati della regressione multipla applicata ai 119 bacini considerati. Per tutti i quantili analizzati emerge la dipendenza dei risultati dalla quota media, fatta eccezione per il quantile 0.95, e dall'area. In particolare, l'elevata significatività di quest'ultima potrebbe essere imputabile al grande grado di variabilità della superficie dei bacini interessati. La significatività dei due descrittori obbliga a rivalutare il legame tra la portata specifica e il tempo: i coefficienti angolari ottenuti in funzione del tempo risultano in generale leggermente inferiori a quelli ottenuti con la regressione per quantili semplice, ma comunque significativi. La presenza di trend crescenti può essere confermata per tutti i quantili considerati.

Quantile	Variabile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	t = m/e	Test di Student
0.25	Anni	0.000043	0.00013	0.33	Non superato
	Quota media	0.000099	0.0000054	18.41	Significativo
	Area	-0.000022	0.00000071	31.30	Significativo
0.5	Anni	0.00070	0.00020	3.50	Superato
	Quota media	0.000053	0.000007	7.34	Significativo
	Area	-0.000048	0.0000007	64.37	Significativo
0.75	Anni	0.0013	0.00042	3.14	Superato
	Quota media	0.000063	0.000019	3.29	Significativo
	Area	-0.000066	0.0000029	22.76	Significativo
0.95	Anni	0.0041	0.0017	2.38	Superato
	Quota media	0.000083	0.000049	1.69	Non significativo
	Area	-0.00013	0.000012	10.91	Significativo

Tabella 2.5 - Risultato applicazione della regressione per quantili multipla e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1951-2007 (Austria).

2.2.2 Italia

Come per l'Austria, si scelgono dal campione di 140 bacini italiani due casi rappresentativi di trend significativo crescente della portata lungo tutta la serie storica (*Figura 2.9*) e di trend significativo decrescente (*Figura 2.10*).

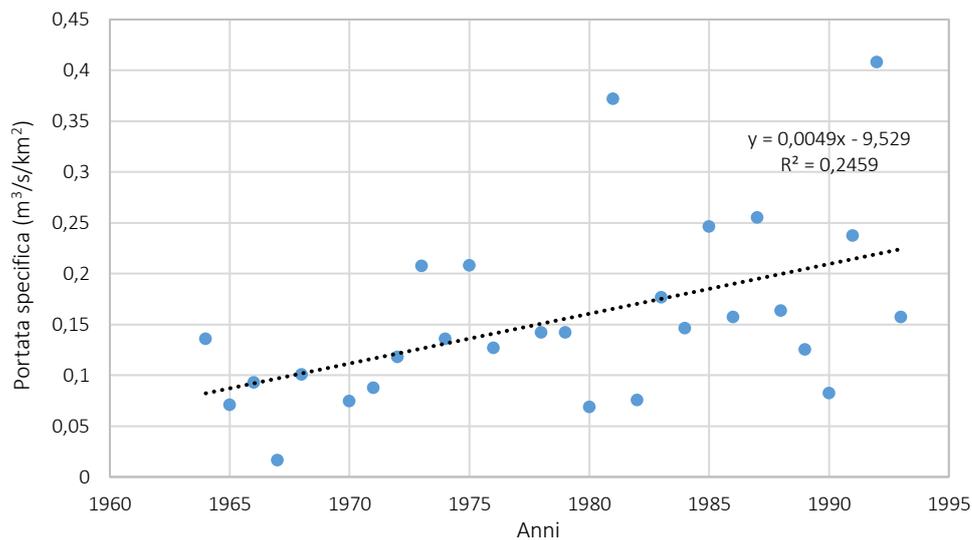


Figura 2.9 – Regressione con i minimi quadrati della serie di portate al colmo specifiche per la stazione Po a Palazzolo Vercellese (ID 11194), coefficiente angolare positivo.

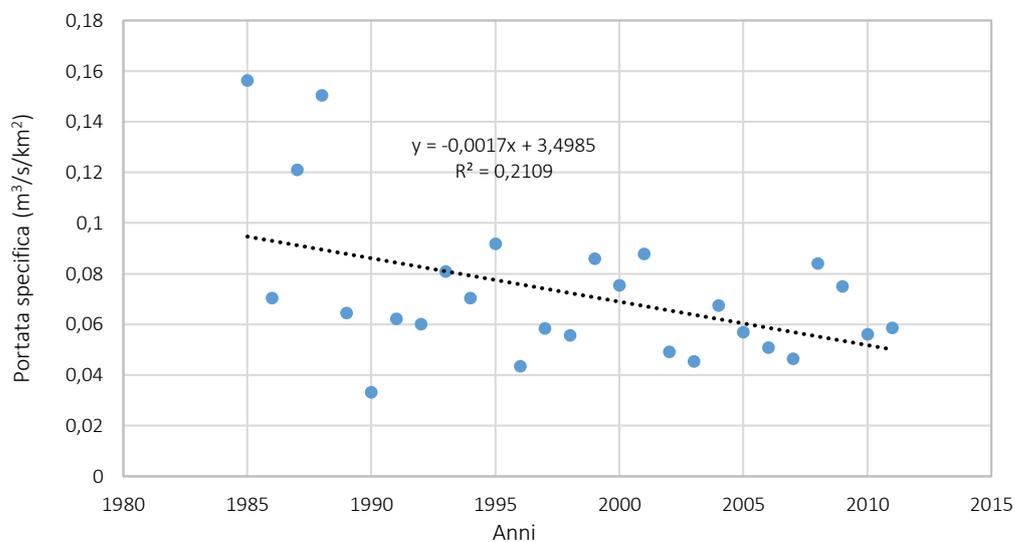


Figura 2.10 – Regressione con i minimi quadrati della serie di portate al colmo specifiche per la stazione Adige Spondigna (ID 12051), coefficiente angolare negativo.

Come per l’Austria è stata eseguita la regressione con i minimi quadrati su tutta la serie storica e sul periodo 1980-2010, i cui risultati complessivi sono riportati rispettivamente nella *Tabella 2.6* e in *Tabella 2.7*.

L’Italia, a differenza dell’Austria e della Svizzera, non presenta un database regolare per quanto riguarda le singole stazioni ed è caratterizzato da una grande variabilità del periodo di registrazione delle portate al colmo di piena. Per questo motivo per alcuni bacini la regressione su tutta la serie storica coincide con la regressione sul periodo 1980-2010, mentre altre stazioni non possiedono osservazioni in questi anni. Nello specifico, il numero di bacini considerati nella

regressione sulle serie storiche è pari a 116 e l'analisi sull'intervallo di trent'anni ha coinvolto 58 bacini. Per un maggiore dettaglio fare riferimento all'*Allegato A2.1-A* e all'*Allegato A2.1-B* nei quali sono sottolineati i valori di coefficiente angolare negativi ed evidenziati in azzurro i valori positivi del test.

Segno trend	Test superato	Test non superato
Positivo	10	50
Negativo	10	46

Tabella 2.6 – Risultati complessivi del test del trend sulle singole serie storiche (bacini italiani).

Segno trend	Test superato	Test non superato
Positivo	11	21
Negativo	4	22

Tabella 2.7 – Risultati complessivi del test del trend sul periodo 1980-2010 (bacini italiani).

Il confronto dei risultati è possibile per 34 stazioni per cui è stato possibile effettuare entrambe le regressioni. L'analisi del trend di portata sul periodo 1980-2010 evidenzia come negli ultimi anni gli andamenti positivi siano diventati più numerosi e più significativi. Infatti, rispetto alla serie storica, si verifica per il 26% delle stazioni (9 bacini) un aumento nella significatività del trend crescente, ma anche un passaggio da coefficiente negativo a positivo per circa il 24% del campione (8 bacini).

Per eseguire la regressione per quantili si selezionano i dati appartenenti all'arco temporale che ha inizio nel 1930 e termina nel 2010, poiché il numero di osservazioni è sufficientemente elevato da garantire la robustezza dei risultati (vedi *Figura 2.11*). Si applica all'insieme dei dati selezionati la regressione per i quantili 0.25, 0.50, 0.75, 0.95 e si verifica la bontà del risultato attraverso il Test di Student. In *Figura 2.12* si riportano i valori di portata specifica in funzione dei relativi anni di occorrenza, insieme ai risultati della regressione (*Tabella 2.8*) in termini di incrementi di portata e di errori standard relativi a ciascuno dei quantili selezionati.

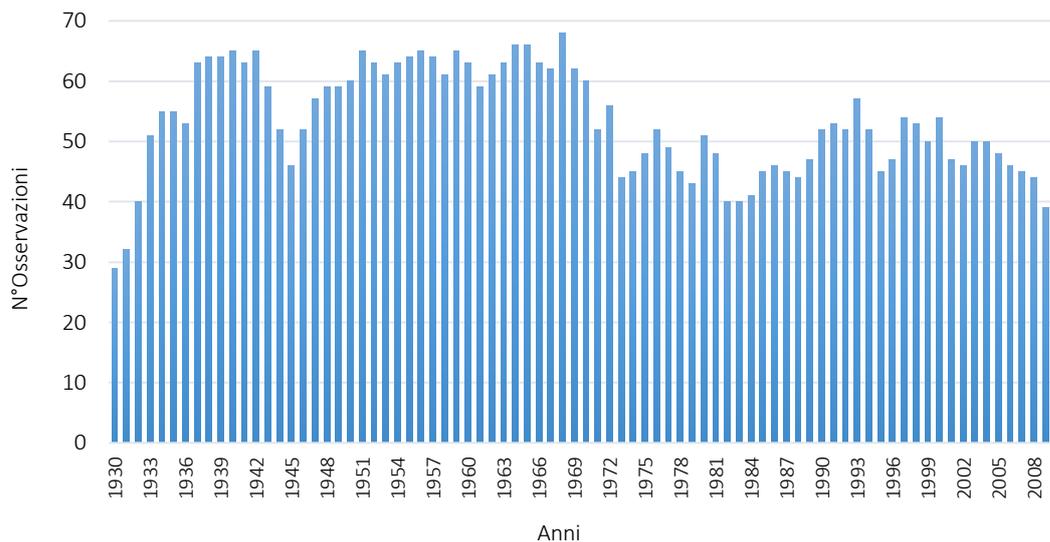


Figura 2.11 - Numero di osservazioni delle portate di picco in funzione del numero degli anni.

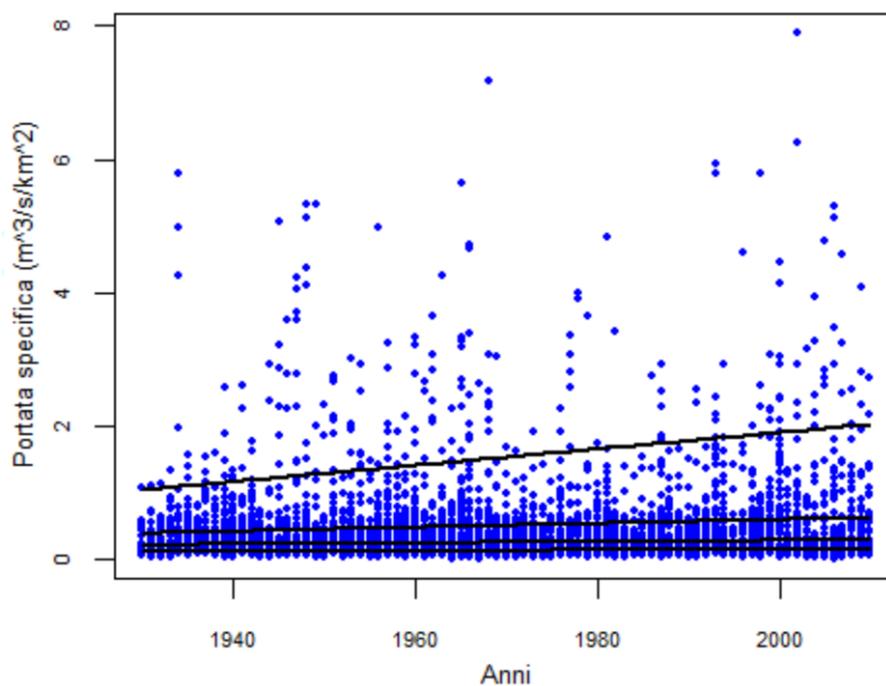


Figura 2.12 – Rette di regressione lineare rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1930-2010 (Italia).

Quantile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	t = m/e	Test di Student
0.25	0.00038	0.00010	3.80	Superato
0.5	0.00093	0.00022	4.23	Superato
0.75	0.0029	0.00051	5.69	Superato
0.95	0.012	0.0028	4.29	Superato

Tabella 2.8 - Regressione per quantili e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1930-2010 (Italia).

La presenza di trend crescenti nel tempo sembra confermata per tutti i quantili considerati anche attraverso l'applicazione delle regressioni lineari multiple (Figura 2.13), i cui risultati complessivi sono riportati in Tabella 2.9. Appare rilevante la dipendenza dei trend dalla quota media e dalla superficie del bacino, che presentano coefficiente negativo. Rispetto all'Austria si osserva una minore e più omogenea significatività della variabile area, giustificata probabilmente dalla minore variabilità della superficie dei bacini interessati. I coefficienti angolari ottenuti in funzione del tempo risultano significativi, ad eccezione del quantile 0.25, anche se sono leggermente inferiori a quelli ottenuti con la regressione per quantili semplice.

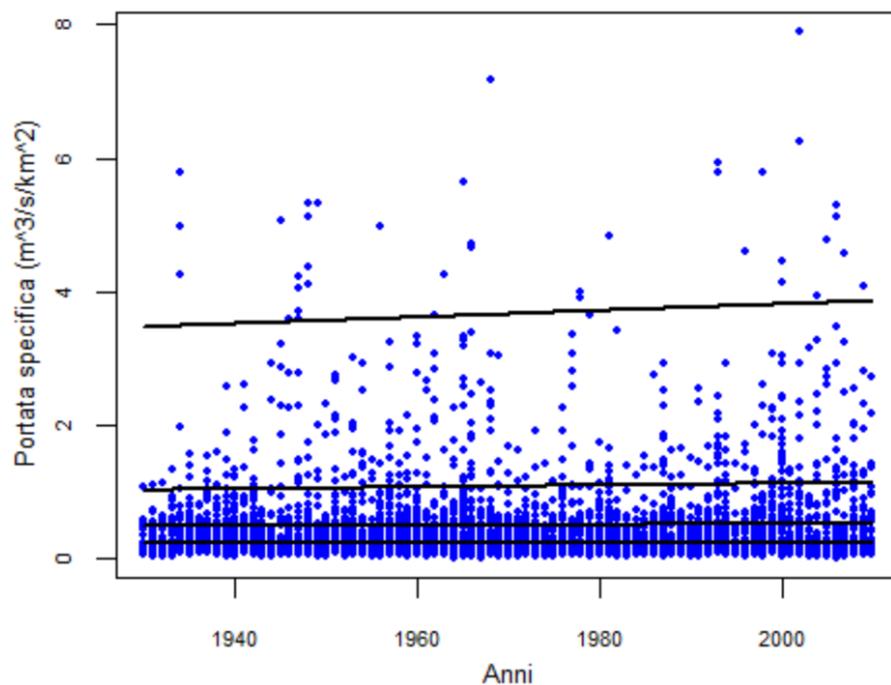


Figura 2.13 – Rette di regressione lineare multipla rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1930-2010 (Italia).

Quantile	Variabile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	t = m/e	Test di Student
0.25	Anni	0.00011	0.000092	1.17	Non superato
	Quota media	-0.000046	0.0000069	6.71	Significativo
	Area	-0.000011	0.00000044	25.28	Significativo
0.5	Anni	-0.00044	0.00016	2.68	Superato
	Quota media	-0.00011	0.000012	9.31	Significativo
	Area	-0.000024	0.0000009	27.72	Significativo
0.75	Anni	0.0014	0.00041	3.45	Superato
	Quota media	-0.00027	0.000025	10.56	Significativo
	Area	-0.000048	0.0000020	24.77	Significativo
0.95	Anni	0.0049	0.0018	2.79	Superato
	Quota media	-0.0010	0.00011	9.72	Significativo
	Area	-0.00015	0.000009	16.15	Significativo

Tabella 2.9 - Risultato applicazione della regressione per quantili multipla e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1930-2010 (Italia).

2.2.3 Svizzera

Anche per la Svizzera, si scelgono dal campione di 117 bacini due casi rappresentativi di trend significativo crescente della portata lungo tutta la serie storica (*Figura 2.14*) e di trend significativo decrescente (*Figura 2.15*).

Al contrario dell'Italia, la Svizzera possiede un consistente database delle portate al colmo di piena tale per cui le stazioni di misura presentano un numero minimo di trent'anni di osservazioni. Per questo motivo è stato possibile eseguire la regressione con i minimi quadrati su tutta la serie storica di ogni bacino idrografico svizzero (*Tabella 2.10*) e sul periodo 1980-2010 (*Tabella 2.11*), sempre con lo scopo di evidenziare quanto la significatività dei trend sia aumentata nel tempo. Per un maggiore dettaglio fare riferimento all'*Allegato A2.3-A* e all'*Allegato A2.3-B* nel quale sono sottolineati i valori di coefficiente angolare negativi ed evidenziati in azzurro i valori positivi del test.

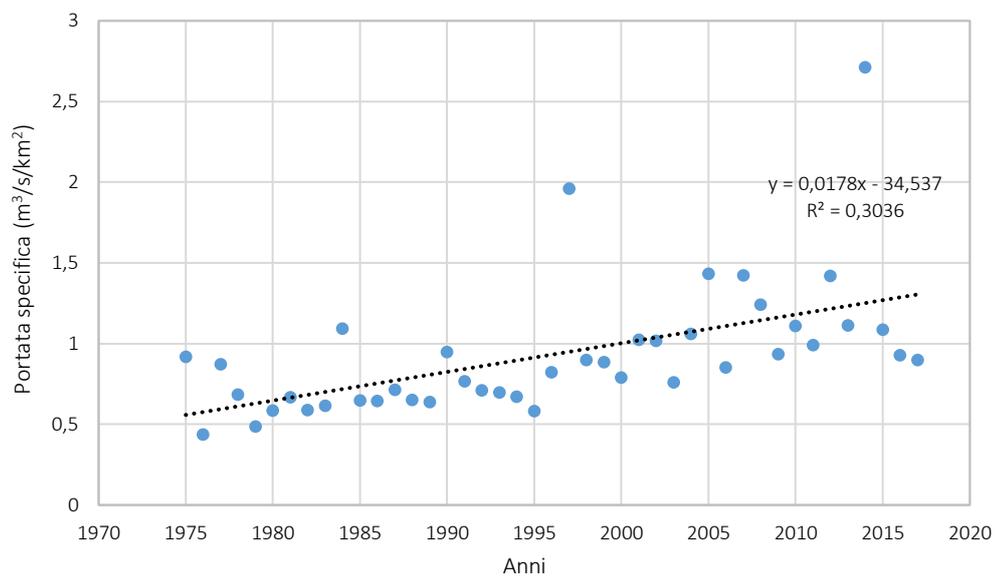


Figura 2.14 – Regressione con i minimi quadrati della serie di portate al colmo specifiche per la stazione Emme - Eggiwil (ID 2409), coefficiente angolare positivo.

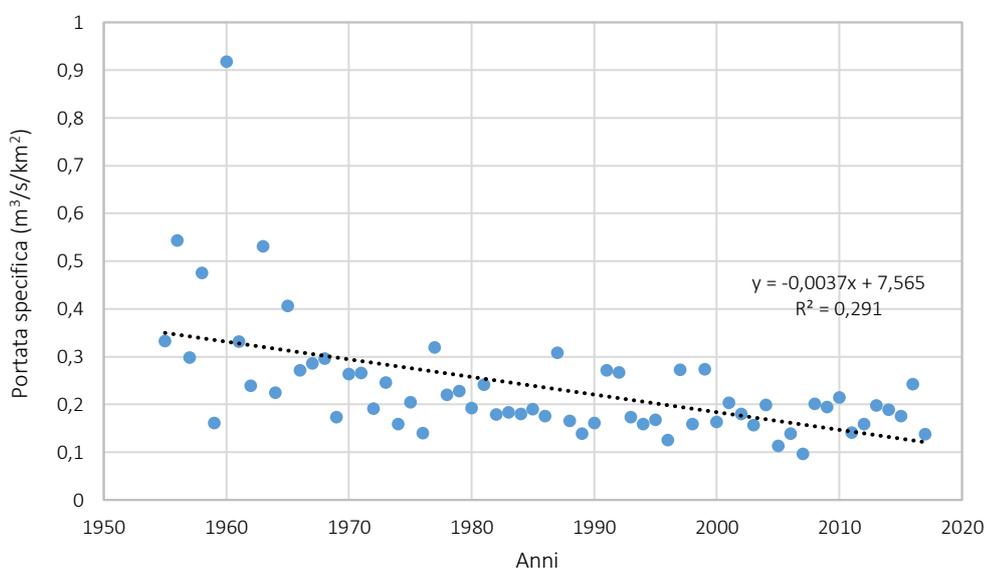


Figura 2.15 - Regressione con i minimi quadrati della serie di portate al colmo specifiche per la stazione Chamuerabach (ID 2263), coefficiente angolare negativo.

Segno trend	Test superato	Test non superato
Positivo	4	61
Negativo	3	49

Tabella 2.10 – Risultati complessivi del test del trend sulle singole serie storiche (bacini svizzeri).

Segno trend	Test superato	Test non superato
Positivo	11	47
Negativo	3	56

Tabella 2.11 – Risultati complessivi del test del trend sul periodo 1980-2010 (bacini svizzeri).

In entrambe le regressioni si osserva per lo più un valore positivo del coefficiente angolare della retta. In particolare, l'analisi del trend di portata sul periodo 1980-2010 evidenzia come negli ultimi anni gli andamenti positivi siano diventati più numerosi e più significativi. Il 18% delle stazioni (21 bacini) presentano un aumento nella significatività del trend crescente, mentre per il 9% delle stazioni (11 bacini) si assiste ad un'inversione di andamento, poiché il trend da negativo diventa positivo.

Successivamente è stata eseguita la regressione per quantili sulle portate al colmo appartenenti al periodo 1951-2010. Come in precedenza, la scelta di questo intervallo temporale è giustificata dalla necessità di considerare un numero di registrazioni sufficientemente alto da poter garantire un elevato grado di affidabilità dei risultati. L'output dell'analisi per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95 è raffigurato in *Figura 2.17*, mentre i risultati complessivi sono riportati in *Tabella 2.12*.

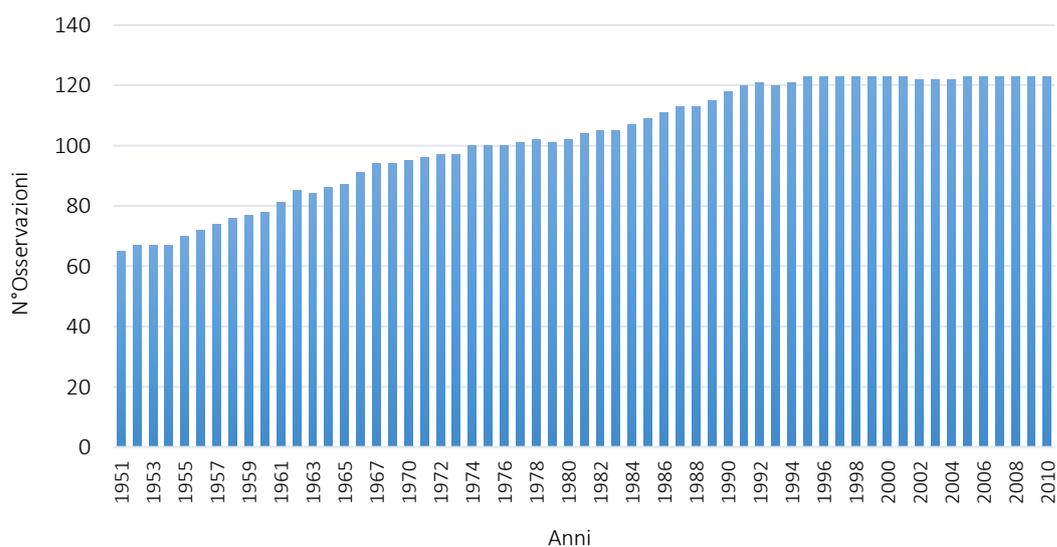


Figura 2.16 - Numero di osservazioni delle portate di picco in funzione del numero degli anni.

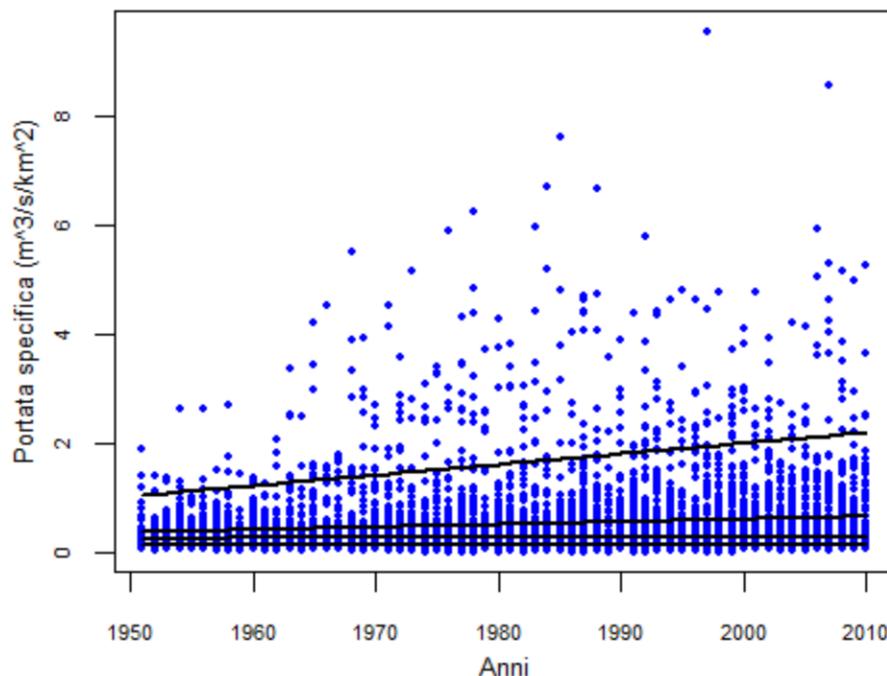


Figura 2.17 – Rette di regressione lineare rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1951-2010 (Svizzera).

Quantile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	t = m/e	Test di Student
0.25	0.00020	0.00013	1.60	Non superato
0.5	0.00060	0.00024	2.54	Superato
0.75	0.0049	0.00052	9.42	Superato
0.95	0.019	0.0032	6.08	Superato

Tabella 2.12 - Regressione per quantili e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1951-2010 (Svizzera).

Ad eccezione del quantile 0.25, per i quantili considerati si osserva un marcato trend positivo in funzione del tempo. Questo comportamento è confermato anche con l'applicazione della regressione multipla (Tabella 2.13). Infatti, per i quantili 0.75 e 0.95, il legame tra la portata specifica e il tempo sussiste e continua ad essere rappresentativo nonostante si depurino i dati dall'influenza della quota media e dell'area del bacino (vedi Figura 2.18). In particolare, la significatività dell'area rimane sempre più elevata rispetto a quella della quota media, che assume un valore circa omogeneo per tutti i quantili.

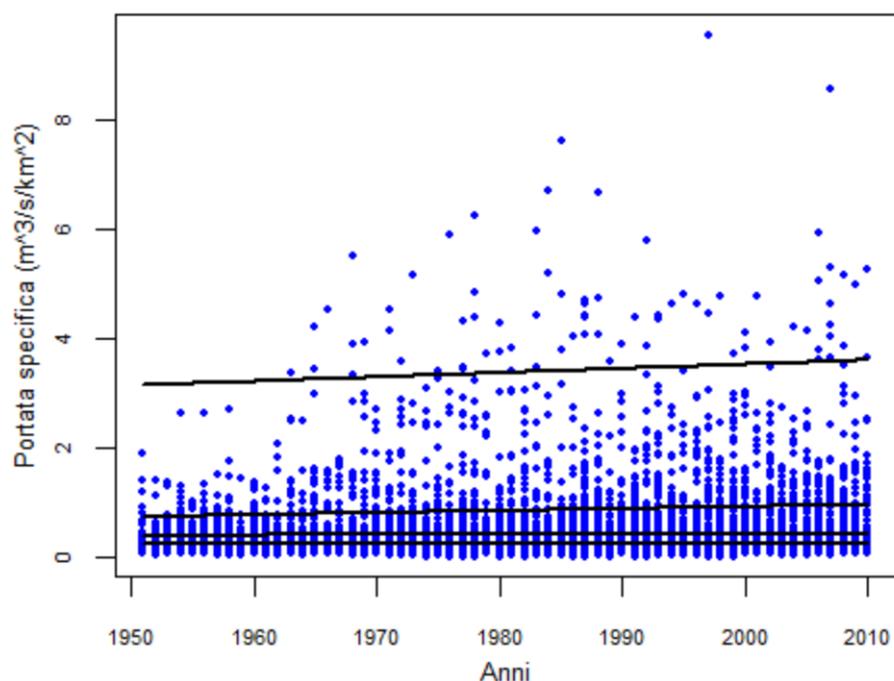


Figura 2.18 – Rette di regressione lineare multipla rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1951-2010 (Svizzera).

Quantile	Variabile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	t = m/e	Test di Student
0.25	Anni	-0.000039	0.00011	0.37	Non superato
	Quota media	-0.000030	0.0000044	6.79	Significativo
	Area	-0.000014	0.00000055	24.70	Significativo
0.5	Anni	0.00060	0.00021	2.76	Superato
	Quota media	-0.000055	0.0000075	7.31	Significativo
	Area	-0.000019	0.00000053	35.60	Significativo
0.75	Anni	0.0037	0.00050	7.54	Superato
	Quota media	-0.00018	0.000019	8.46	Significativo
	Area	-0.000018	0.00000089	20.52	Significativo
0.95	Anni	0.0078	0.0020	3.69	Superato
	Quota media	-0.00095	0.00012	8.19	Significativo
	Area	-0.000061	0.0000040	14.97	Significativo

Tabella 2.13 - Risultato applicazione della regressione per quantili multipla e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1951-2010 (Svizzera).

2.2.4 Regioni climatologiche della Grande Regione Alpina

Considerata la variabilità morfo-climatica e l'elevata estensione spaziale dell'area di studio, oltre ad effettuare l'analisi dei trend in base ai confini nazionali, è opportuno esplorare l'andamento delle portate al colmo di piena secondo regioni climatologiche. La Grande Regione Alpina (GAR) si identifica con l'arco alpino dell'Italia, della Francia, della Svizzera e dell'Austria e si sviluppa per circa 15° in longitudine e 6° in latitudine, come spiegato nel capitolo precedente nel *Paragrafo 1.4*.

Per poter definire delle regioni con uguali caratteristiche climatologiche, è necessario considerare tutte le principali variabili climatiche che possono influire sul comportamento di un bacino in termini di formazione delle piene. Nello studio condotto da Auer I. et al. (2007), si effettua l'analisi delle singole componenti climatiche disponibili su base annuale: pressione dell'aria, temperatura dell'aria, precipitazione, nuvolosità e irraggiamento solare. L'analisi, che è stata applicata a tutte le registrazioni delle stazioni lungo il periodo 1930-2000, poiché il più lungo in comune, ha portato alla delineazione di cinque sottoregioni aventi un elevato grado di omogeneità delle variabili considerate (*vedi Figura 2.19*).

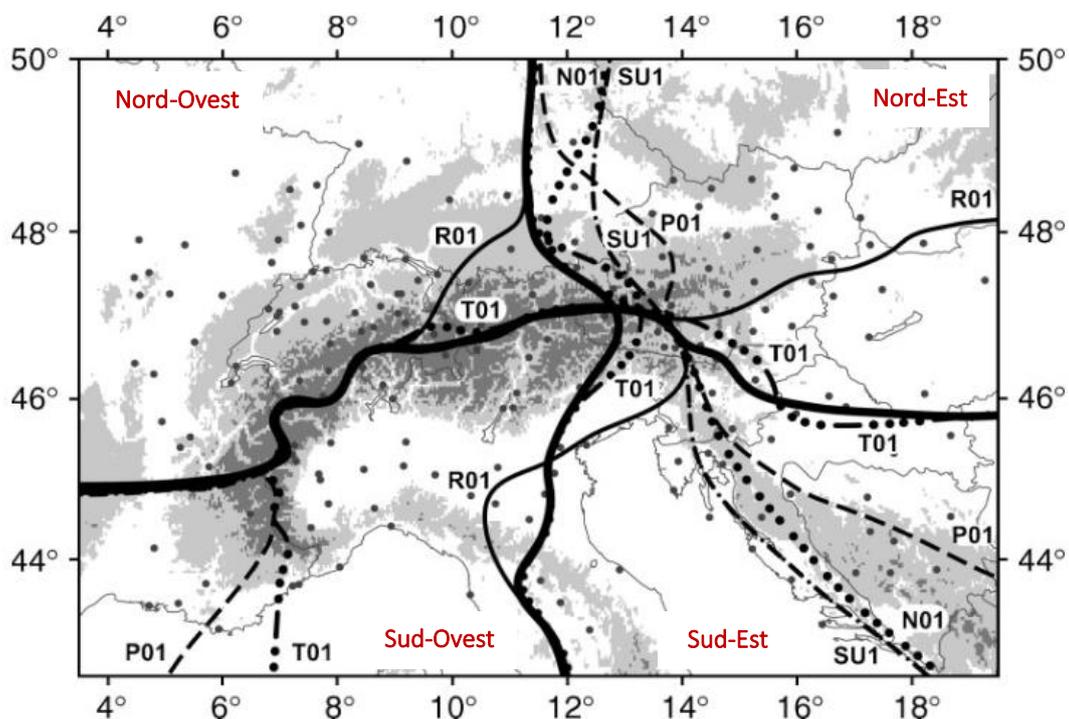


Figura 2.19 - Sottoregioni climatologiche principali del GAR. Linee sottili: pressione dell'aria, P01; temperatura dell'aria, T01; precipitazioni, R01; irraggiamento solare, SU1; nuvolosità, N01. Linee in grassetto: regioni uguali per ciascun elemento climatico. (Auer I. et al.: *Historical instrumental climatological surfacetime series of the Greater Alpine Region*, 2007).

La maggior parte degli elementi climatici mostra già una suddivisione privilegiata in quattro regioni orizzontali di dimensioni quasi simili. A nord i fattori che più influiscono nella creazione di un confine climatico tra ovest ed est sono l'influenza oceanica (occidentale) dell'Atlantico e le caratteristiche continentali (orientali) dell'Europa centrale, mentre a sud la transazione climatica, che dipende solo dalla precipitazione e dalla temperatura, determina la suddivisione in una sottoregione "tirrenica" sud-occidentale e una "adriatica" sud-orientale. In generale, attraverso un adeguamento di tutte le variabili considerate, si giunge alla definizione di quattro regioni che corrispondono allo schema Nord-Ovest, Nord-Est, Sud-Ovest e Sud-Est.

Attraverso l'uso del software di ArcGIS® è stato possibile suddividere i bacini in esame nelle quattro regioni, in modo tale da poter effettuare l'analisi di regressione lineare per quantili semplice e multipla. In *Tabella 2.14* si riporta il numero di stazioni considerate per ogni regione. Dal momento che per ottenere un certo grado di affidabilità dei risultati bisogna effettuare la regressione su un numero sufficiente di dati, si è deciso di non considerare l'analisi per la regione Sud-Est, poichè lo scarso numero di stazioni non avrebbe garantito la determinazione di un trend veritiero delle portate specifiche.

Regione	N° totale di stazioni	Stato
Nord-Est	61	Austria (61)
Nord-Ovest	131	Austria (37), Svizzera (94)
Sud-Est	14	Austria (12), Italia (2)
Sud-Ovest	171	Austria (9), Italia (138), Svizzera (24)

Tabella 2.14 – Numero di stazioni considerate per ciascuna regione della GAR.

Nord-Est

La regione climatologica del Nord-Est comprende solo bacini austriaci, per cui è possibile fare un confronto diretto con i risultati ottenuti per l'Austria con le regressioni per quantili. Osservando la *Tabella 2.15*, l'analisi per quantili semplice applicata alle stazioni del Nord-Est conferma la presenza di trend temporali positivi per i quantili significativi 0.75 e 0.95, mentre smentisce il legame tra la portata specifica al colmo e il tempo per il quantile 0.25. Attraverso la regressione multipla (*Tabella 2.16*), si può affermare che la dipendenza dei trend dalla quota media e dall'area del bacino rimane rilevante, ma pressochè invariata rispetto alla regressione per tutti i bacini austriaci. Pertanto, anche dopo aver depurato i dati dall'influenza dei due parametri morfologici, si dimostra la presenza di trend crescenti per i quantili 0.50, 0.75 e 0.95.

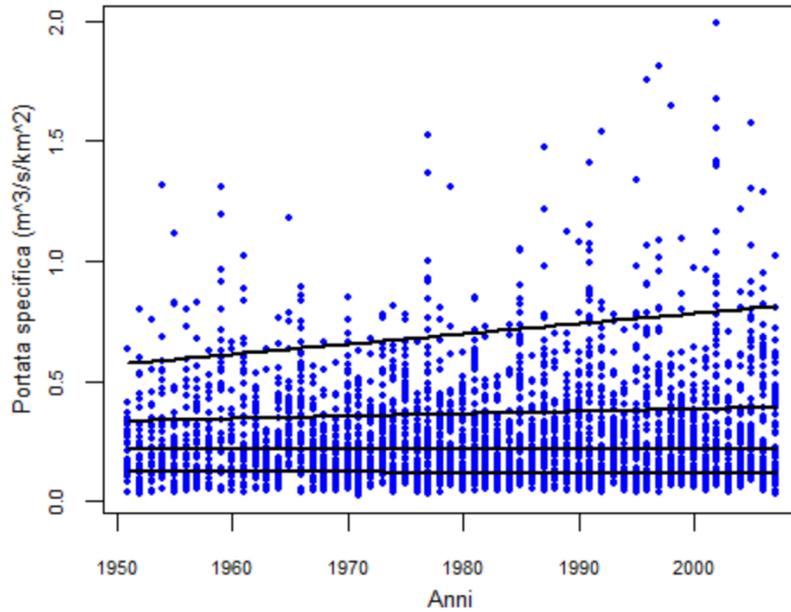


Figura 2.20 – Rette di regressione lineare rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1951-2007 (Regione Nord-Est).

Quantile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	$t = m/e $	Test di Student
0.25	-0.00010	0.00015	0.72	Non superato
0.5	0.000052	0.00029	0.18	Non superato
0.75	0.0010	0.00045	2.21	Superato
0.95	0.0043	0.0010	4.17	Superato

Tabella 2.15 - Regressione lineare per quantili e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1951-2007 (Regione Nord-Est).

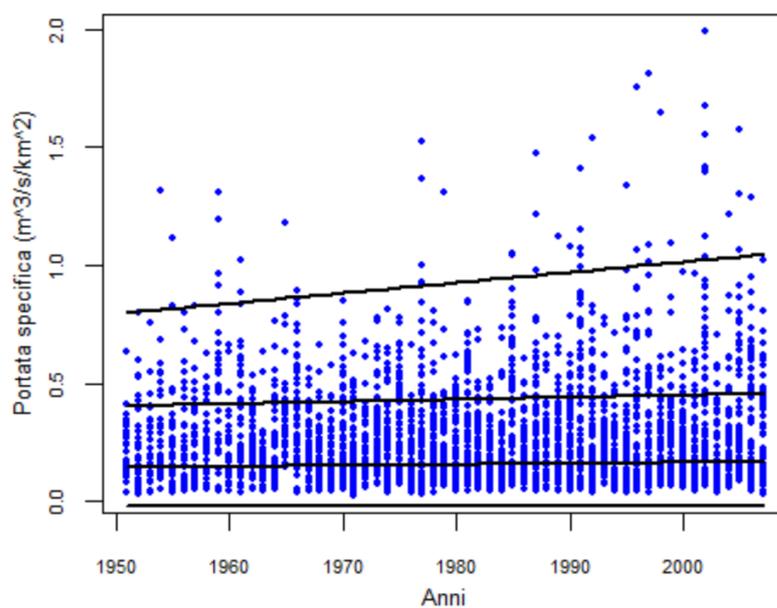


Figura 2.20 – Rette di regressione lineare multipla rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1951-2007 (Regione Nord-Est).

Quantile	Variabile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	t = m/e	Test di Student
0.25	Anni	-0.000032	0.00012	0.27	Non superato
	Quota media	0.00012	0.0000079	14.83	Significativo
	Area	-0.000021	0.00000094	22.40	Significativo
0.5	Anni	0.00044	0.00012	3.66	Superato
	Quota media	0.000069	0.0000088	7.84	Significativo
	Area	-0.000043	0.0000010	41.60	Significativo
0.75	Anni	0.00090	0.00039	2.34	Superato
	Quota media	-0.00017	0.000020	0.84	Non significativo
	Area	-0.000069	0.0000033	20.52	Significativo
0.95	Anni	0.0044	0.00089	4.97	Superato
	Quota media	-0.00013	0.000046	2.94	Significativo
	Area	-0.00011	0.0000057	19.16	Significativo

Tabella 2.16 - Risultato applicazione della regressione per quantili multipla e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1951-2010 (Nord-Est).

Nord-Ovest

Anche per la regione del Nord-Ovest si può effettuare un confronto diretto con i risultati delle regressioni fatte in precedenza, ma in questo caso della Svizzera, dal momento che circa il 72% delle stazioni della regione considerata appartengono al territorio svizzero. Per quanto riguarda la regressione per quantili semplice si osservano praticamente gli stessi valori di trend positivi crescenti per i quantili 0.50, 0.75, e 0.95. Confrontando la *Tabella 2.18* con la *Tabella 2.13*, si nota che la significatività dell'area rimane sempre più elevata rispetto a quella della quota media, ma soprattutto si conferma l'andamento negativo di entrambe al crescere della portata specifica. Nonostante ciò il legame tra la portata specifica e il tempo sussiste e continua ad essere rappresentativo.

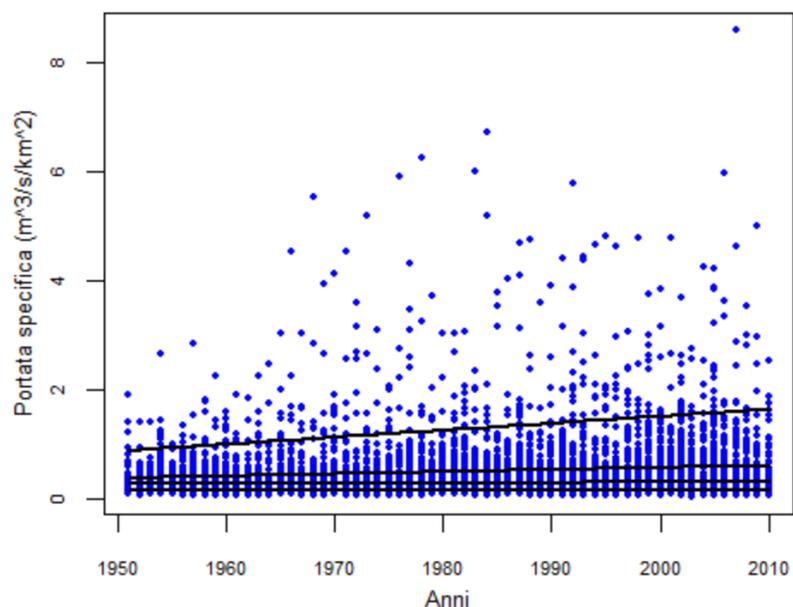


Figura 2.21 – Rette di regressione lineare rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1951-2010 (Regione Nord-Ovest).

Quantile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	$t = m/e $	Test di Student
0.25	0.0000060	0.00012	0.05	Non superato
0.5	0.00062	0.00021	2.95	Superato
0.75	0.0039	0.00042	9.29	Superato
0.95	0.013	0.0023	5.65	Superato

Tabella 2.17 - Regressione lineare per quantili e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1951-2010 (Regione Nord-Ovest).

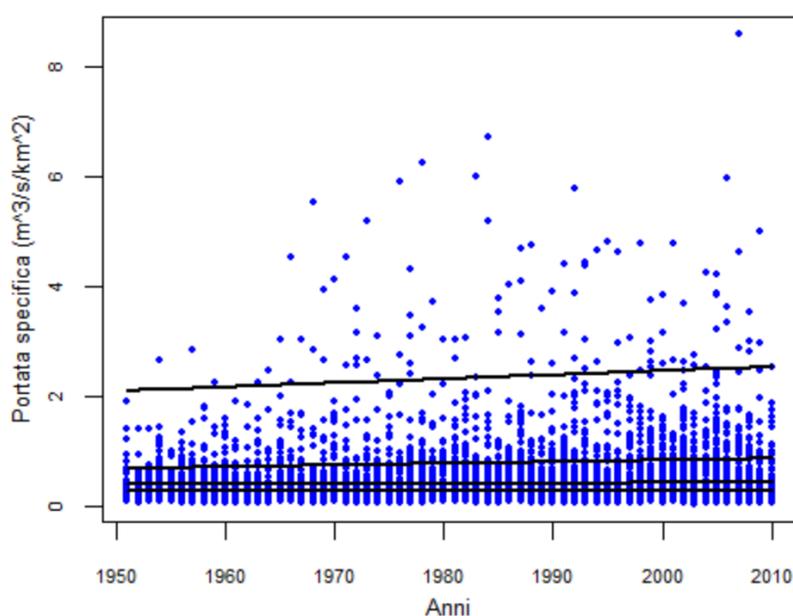


Figura 2.21 – Rette di regressione lineare multipla rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1951-2010 (Regione Nord-Ovest).

Quantile	Variabile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	t = m/e	Test di Student
0.25	Anni	-0.000032	0.00012	0.27	Non superato
	Quota media	0.00012	0.0000079	14.83	Significativo
	Area	-0.000021	0.00000094	22.40	Significativo
0.5	Anni	0.00044	0.00012	3.66	Superato
	Quota media	0.000069	0.0000088	7.84	Significativo
	Area	-0.000043	0.0000010	41.60	Significativo
0.75	Anni	0.00090	0.00039	2.34	Superato
	Quota media	-0.00017	0.000020	0.84	Non significativo
	Area	-0.000069	0.0000033	20.52	Significativo
0.95	Anni	0.0044	0.00089	4.97	Superato
	Quota media	-0.00013	0.000046	2.94	Significativo
	Area	-0.00011	0.0000057	19.16	Significativo

Tabella 2.18 - Risultato applicazione della regressione per quantili multipla e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1951-2010 (Nord-Ovest).

Sud-Ovest

Nonostante la regione di Sud-Ovest sia composta quasi interamente da bacini italiani, si osserva l'influenza della variabilità morfo-climatica e della presenza delle stazioni dell'Austria e della Svizzera. La regressione per quantili semplice e multipla applicata alle stazioni dell'Italia mostra un andamento crescente e significativo delle portate nel tempo, che invece non viene confermato nel momento in cui si effettua l'analisi della regione Sud-Ovest. La non significatività dei trend può essere giustificata dall'ampliamento del dominio in esame e dalla decisione di diminuire l'intervallo temporale volendo uniformare per tutti gli anni il numero delle osservazioni.

I risultati della regressione lineare semplice, applicata alle portate appartenenti al periodo 1951-2010 (*Tabella 2.19*), mostrano un solido legame tra la portata specifica e il tempo per i quantili significativi 0.75 e 0.95, mentre la regressione multipla (*Tabella 2.20*) conferma il trend positivo crescente solo per il quantile 0.95, anche dopo aver depurato i dati dall'influenza della quota media e dell'area del bacino.

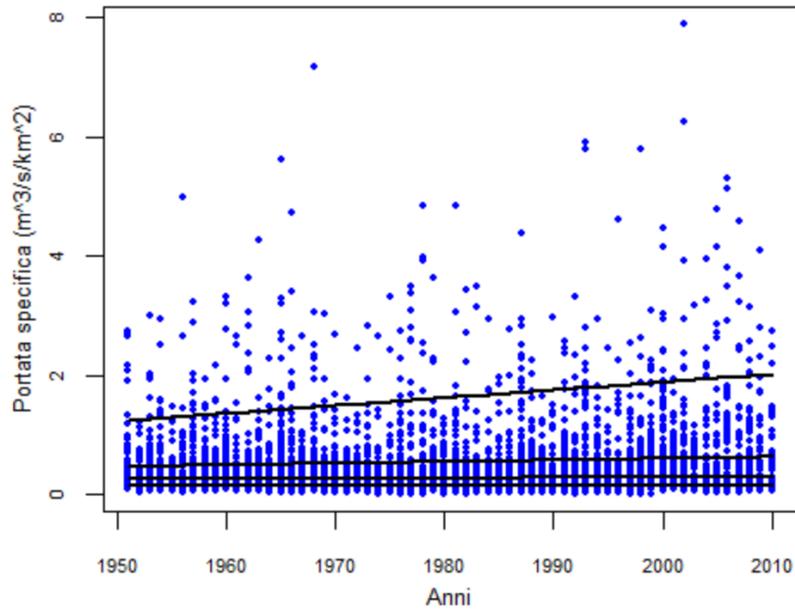


Figura 2.22 – Rette di regressione lineare rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1951-2010 (Regione Sud-Ovest).

Quantile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	t = m/e	Test di Student
0.25	-0.000024	0.00014	0.17	Non superato
0.5	0.00015	0.00028	0.53	Non superato
0.75	0.0027	0.00068	3.97	Superato
0.95	0.013	0.0031	4.19	Superato

Tabella 2.19 - Regressione lineare per quantili e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1951-2010 (Regione Sud-Ovest).

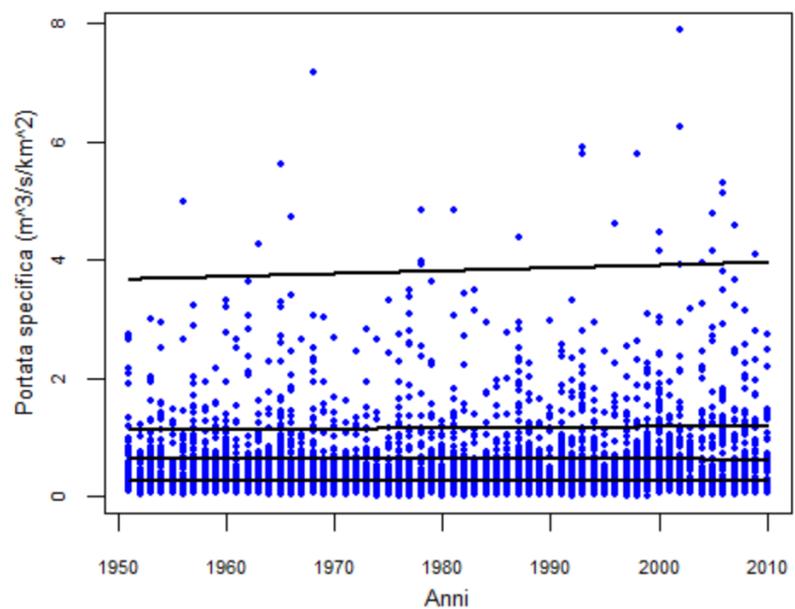


Figura 2.23 – Rette di regressione lineare multipla rappresentanti i trend temporali ottenuti per i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95, anni 1951-2010 (Regione Sud-Ovest).

Quantile	Variabile	Coefficiente angolare (m)	Errore standard (e)	$t = m/e $	Test di Student
0.25	Anni	-0.00017	0.00014	1.19	Non superato
	Quota media	-0.000034	0.0000071	4.85	Significativo
	Area	-0.000016	0.00000080	19.46	Significativo
0.5	Anni	-0.00031	0.00024	1.29	Non superato
	Quota media	-0.00015	0.000011	12.98	Significativo
	Area	-0.000037	0.00000099	37.23	Significativo
0.75	Anni	0.0012	0.00063	1.86	Non superato
	Quota media	-0.00027	0.000030	8.89	Significativo
	Area	-0.000057	0.0000026	22.21	Significativo
0.95	Anni	0.0047	0.0018	2.58	Superato
	Quota media	-0.0011	0.000098	10.88	Significativo
	Area	-0.00017	0.0000086	19.53	Significativo

Tabella 2.20 - Risultato applicazione della regressione per quantili multipla e risultato del Test di Student per l'arco temporale 1951-2010 (Sud-Ovest).

3. MODELLO GEOMORFOCLIMATICO

Diversi meccanismi contribuiscono alla formazione delle piene nelle regioni montane: il deflusso delle precipitazioni, la caduta della pioggia sulla neve in primavera e sul terreno ghiacciato in inverno, e i rovesci temporaleschi in estate. Il modello geomorfoclimatico utilizzato, sviluppato da P. Allamano (vedi *Allamano & al., 2009a*), intende simulare il meccanismo di formazione delle piene nei bacini di alta quota considerando la precipitazione e lo scioglimento nivale come afflussi principali, mentre attribuisce all'accumulo della neve un fattore sottrattivo nei confronti dei volumi di piena. Il modello è quindi in grado di integrare diversi processi insieme restituendo un'unica distribuzione di frequenza delle piene.

Il contesto di applicazione attiene quindi all'impiego di un approccio geomorfoclimatico alla valutazione della curva di frequenza delle piene, permettendo l'analisi di diverse tipologie di bacini e consentendo inoltre di valutare l'impatto del cambiamento climatico nella genesi dei fenomeni di piena. In questo capitolo viene descritta in dettaglio la struttura del modello, soffermandosi in particolare sui parametri caratteristici e sulle modalità di applicazione per le diverse tipologie di bacini.

3.1 Struttura del modello

Il modello considerato si sviluppa attraverso l'ipotesi concettuale di base che identifica una stretta relazione tra il meccanismo di formazione delle piene e la quota, poichè quest'ultima influenza la capacità di riduzione della porzione attiva di bacino. Pertanto alla base del modello vi è il concetto di area contribuente A_c , definita come la porzione di area del bacino che è direttamente coinvolta nel processo di formazione della portata. Questa definizione permette di considerare aree contribuenti solo quelle in cui la precipitazione cade in forma liquida anziché solida.

Nei bacini caratterizzati da alte quote, qualunque sia la loro estensione, per un dato evento di piena, l'area contribuente A_c dipende dalla quota in cui si ha il passaggio da precipitazione liquida a solida, rappresentata nel modello geomorfoclimatico con l'isoterma che descrive lo zero termico, $ZT(t)$, definita anche quota di congelamento. Ogni evento di precipitazione può produrre una pioggia liquida al di sotto della frazione A_c/A e una precipitazione nevosa nella zona superiore del bacino, che essendo accumulata non contribuisce direttamente alla formazione della portata. Per descrivere il comportamento termico del bacino si parte dalla curva di regime termico

regionale medio annuo: in questo modo la quota di zero termico $ZT(t)$ nel tempo può essere rappresentata con una funzione lineare simmetrica (vedi *Figura 3.1*). Considerando come punto centrale il 182 giorno giuliano, si può definire il ramo ascendente di $ZT(t)$ come:

$$ZT(t) = \frac{ZT_{max} - ZT_{min}}{\frac{365}{2}} \cdot t + ZT_{min} \quad (3.1)$$

Dove ZT_{max} e ZT_{min} sono rispettivamente la massima e la minima quota alle quali si registra lo zero termico durante l'anno.

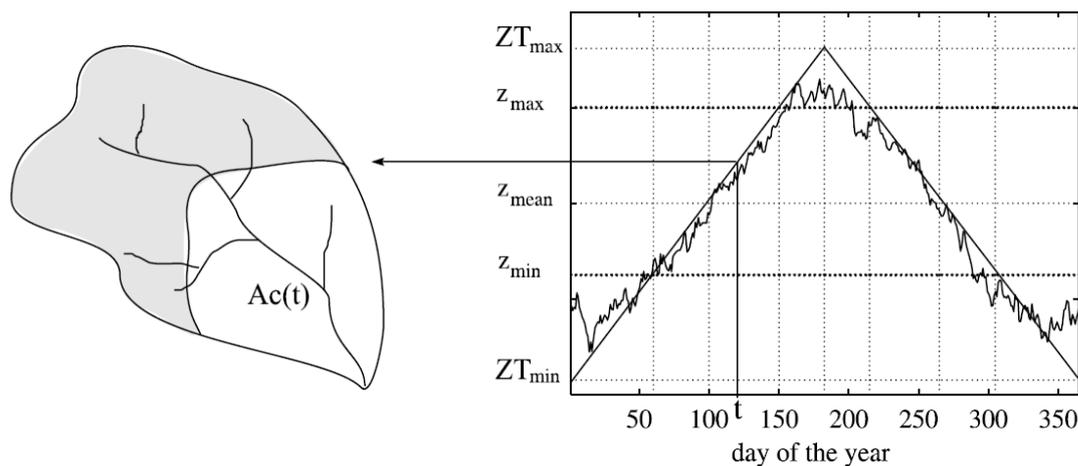


Figura 3.1 - Rappresentazione del concetto di area contribuyente in funzione del regime climatico del bacino e dell'andamento dello zero termico. (Immagine tratta da Allamano et al., 2009b)

Volendo quantificare il ruolo della ripartizione dell'area del bacino nella formazione della portata di piena, la portata specifica diretta (q) si può ottenere come somma del contributo della pioggia liquida e del contributo derivante dallo scioglimento delle nevi. Il risultato può essere formulato come segue:

$$q = C \cdot f_c(t) \cdot h + SM(t) \quad (3.2)$$

Dove:

- C è il coefficiente di picco del deflusso o coefficiente di proporzionalità;
- $f_c(t) = A_c/A$ è la frazione di area contribuyente, compresa tra i valori 0 e 1;
- h è l'altezza di pioggia;
- t è la data Giuliana. In genere, si indica con il numero di giorni trascorsi a partire dall'inizio dell'anno (1 Gennaio).

Nell' applicazione del modello geomorfoclimatico si considerano le precipitazioni estreme e si assume che siano distribuite secondo la rappresentazione di Poisson, nota come *legge degli eventi rari*, il cui parametro fondamentale λ è il numero di eventi in un dato intervallo di tempo. Ciascun evento inoltre è caratterizzato da un'altezza di precipitazione h , modellata come variabile casuale descritta dalla distribuzione esponenziale, la cui media annuale è pari ad α .

L'applicazione della distribuzione di Poisson implica l'accettazione di tre ipotesi di base:

- Eventi rari: in un intervallo di tempo sufficientemente piccolo un evento non può verificarsi più di una volta;
- Eventi stazionari: la probabilità del verificarsi di un evento è costante nell'intervallo di ampiezza t , ossia dipende solamente dall'ampiezza dell'intervallo t e non dalla sua posizione sull'asse dei tempi.
- Eventi indipendenti gli uni dagli altri: gli eventi che si verificano in intervalli disgiunti sono indipendenti e non vengono influenzati da quanto accade in precedenza. Si parla dunque di *assenza di memoria*.

Per calcolare la portata specifica al colmo di piena Q , con assegnato tempo di ritorno T , il modello si basa sulla *trasformazione afflussi-deflussi*, ovvero il passaggio matematico che consente di correlare le precipitazioni alle portate. Questa trasformazione è basata sul metodo razionale che si fonda sull'uso della curva di probabilità pluviometrica e può essere applicata solo se si considerano valide le seguenti ipotesi semplificative:

- Isofrequenza: piogge di tempo di ritorno T generano portate al picco di identico tempo di ritorno T ;
- A parità di tempo di ritorno T , la portata al colmo maggiore è quella determinata dall'evento di pioggia di durata pari al tempo di corrivazione t_c (che diventa quindi tempo critico).

Il tempo di corrivazione di un bacino è il tempo che impiega una goccia d'acqua che parte dal punto idraulicamente più lontano dalla sezione di chiusura, cioè il punto dello spartiacque da cui ha origine l'asta principale della rete idrografica, per raggiungere la sezione di chiusura del bacino;

- La portata al colmo Q determinata da una pioggia di intensità costante e durata t_c è proporzionale al prodotto dell'intensità di pioggia ragguagliata all'area e dell'area del bacino A , attraverso un coefficiente C che comprende l'effetto delle perdite per infiltrazione.

Mentre la prima ipotesi risulta adeguata alla rappresentazione dei fenomeni reali, la seconda e la terza assunzione dipendono dal tipo di schematizzazione che si decide di adottare nella descrizione della trasformazione afflussi–deflussi. In questo caso le perdite sono assunte proporzionali all'intensità di pioggia e che il tempo impiegato dall'acqua a raggiungere la sezione di chiusura dipende solo dalla lunghezza del percorso compiuto.

La portata Q con tempo di ritorno T è pertanto espressa con la relazione:

$$Q(T) = \frac{C \cdot h_c(t_c, T) \cdot A}{t_c} \quad (3.3)$$

Da cui si ottiene la portata specifica al colmo:

$$q(T) = \frac{Q(T)}{A} = C \cdot i_c(t_c, T) \quad (3.4)$$

Nella quale C è il coefficiente di proporzionalità presentato in precedenza, i_c è l'intensità media di pioggia ricavata dalla curva di possibilità pluviometrica con tempo di ritorno T per una durata pari al tempo di corrivazione t_c , e A è la superficie del bacino.

La distribuzione della portata specifica q , in funzione del giorno giuliano, può essere quindi ricavata come distribuzione derivata a partire dalla distribuzione cumulata delle precipitazioni alla Poisson, definita come:

$$P_H(h) = 1 - \exp(-h/\alpha) \quad (3.5)$$

Dall'equazione (3.2) si ottiene la variabile h , che inserita nella (3.5) permette di ricavare:

$$P_{Q|T}(q|t) = 1 - \exp\left(-\frac{q - SM(t)}{C\alpha \cdot f_c(t)}\right) \quad (3.6)$$

nella quale il parametro $SM(t)$, dipendente dalla curva dello zero termico, rappresenta il parametro di posizione, mentre il prodotto $C\alpha \cdot f_c(t)$ è il parametro di scala della distribuzione.

Ricordando il teorema di Bayes, che spiega la probabilità condizionata di due eventi, la distribuzione cumulata della portata q si può esprimere come:

$$P_Q(q) = \int_t P_{Q|T}(q|t) \cdot p_T(t) \cdot dt \quad (3.7)$$

Dove $P_{Q|T}(q|t)$ è la probabilità condizionata la cui espressione è data dall'equazione (3.6) e $p_T(t)$ è la funzione di densità di probabilità del giorno di occorrenza dell'evento. Alla luce delle ipotesi che governano la distribuzione di Poisson, si deduce che i giorni di occorrenza hanno una funzione di probabilità uniforme, per cui $p_T(t) = 1/365$ (vedi Ross, 1996, pagina 66). Inoltre la distribuzione di probabilità degli estremi annuali di portata $P_{Q_{AM}}(q)$ assume la forma (vedi Coles, 2001, pagina 131):

$$P_{Q_{AM}}(q) = \exp\left(-\lambda \cdot (1 - P_Q(q))\right) \quad (3.8)$$

Dove Q_{AM} indica i massimi di portata annuali e $P_Q(q)$ è la distribuzione cumulativa marginale della portata, descritta nell'equazione (3.7).

L'espressione (3.8) può essere ricondotta ad una distribuzione di Gumbel se ci si riferisce ad un bacino caratterizzato da quote basse, tali per cui l'area contribuyente alla formazione del deflusso $f_c(t)$ è sempre pari a uno durante tutto l'anno e il contributo della neve $SM(t)$ è nullo.

$$P_{Q_{AM}}(q) = \exp\left(-\lambda \cdot \exp\left(-\frac{q}{C\alpha}\right)\right) \quad (3.9)$$

Questa equazione (3.9) rappresenta le cosiddette "condizioni indisturbate", ossia quando non viene considerato lo scioglimento nivale, ma solo in contributo della precipitazione liquida nella formazione della portata. Infatti, come si può notare, la differenza nelle equazioni (3.8) e (3.9) risiede nel contributo della neve, che tende quindi a far variare la forma della distribuzione di frequenza. Nel paragrafo successivo si vedrà come quantificare il contributo della neve e come varia l'equazione (3.9) nel momento in cui lo si considera.

3.2 Specifiche del modello

Una volta definita la struttura del modello e le equazioni che lo compongono, si procede con l'analizzare l'espressione analitica della $f_c(t)$, che rappresenta l'area contribuyente alla formazione della piena, e del parametro $SM(t)$, coefficiente che tiene conto dello scioglimento delle nevi.

La frazione di area contribuyente $f_c(t)$ dipende indirettamente dal tempo t (giorni dell'anno) attraverso l'interazione tra l'andamento stagionale delle temperature e la curva ipsografica del bacino. Come illustrato nel precedente paragrafo, la curva del regime termico annuale può essere

rappresentata graficamente in un diagramma avente in ordinata la temperatura giornaliera e sulle ascisse i giorni dell'anno e può essere semplificata assumendo che il suo andamento sia lineare e simmetrico. A partire da questa curva, chiamata "regime delle temperature", fissando un intervallo costante del gradiente termico verticale [$^{\circ}\text{C}/\text{km}$], si può ricavare l'evoluzione stagionale dello zero termico $ZT(t)$ (vedi equazione (3.1)). Nella *Figura 3.2* e nella *Figura 3.3* si propone un generico esempio, per comprendere meglio il concetto:

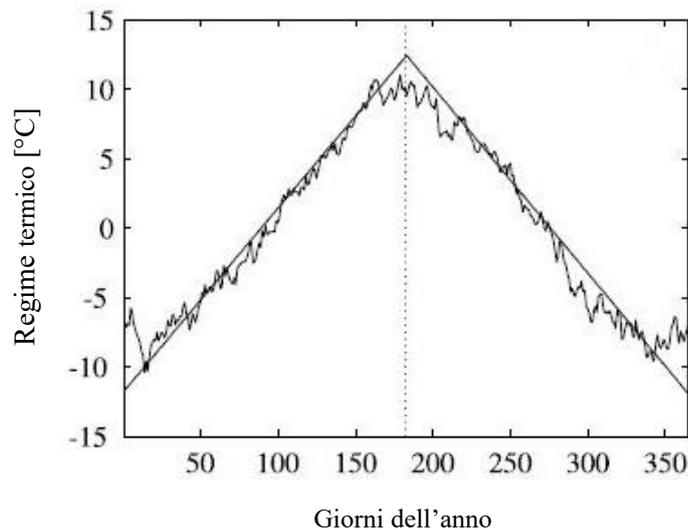


Figura 3.2 - Esempio di regime termico annuo per un bacino alpino. (Immagine tratta da Allamano et al., 2009a).

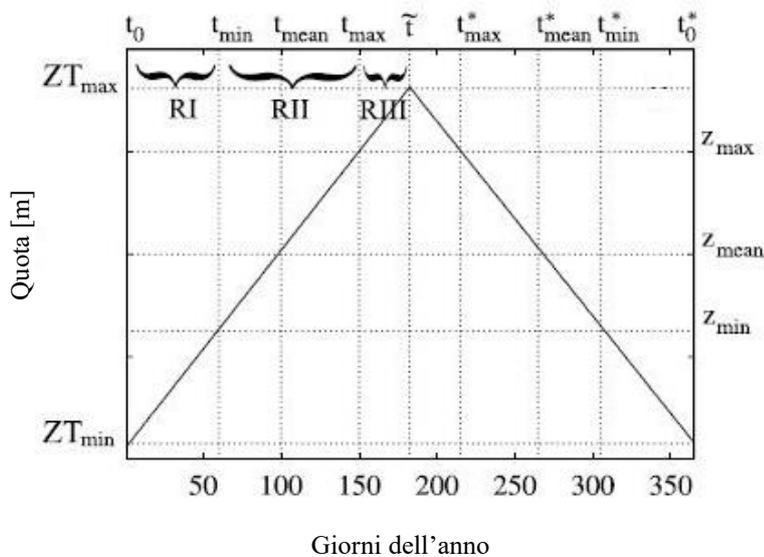


Figura 3.3 - Regime dello zero termico ottenuto dall'andamento delle temperature giornaliere per un fissato gradiente termico verticale. (Immagine tratta da Allamano et al., 2009a).

Attraverso la *Figura 3.3*, soffermandosi sul ramo ascendente della curva, è possibile definire alcuni giorni caratteristici:

- t_0 indica il giorno dell'anno in cui $ZT(t=t_0) = Z_{T_{min}}$. Esso individua il giorno in cui la quota dello zero termico è pari alla quota minima in assoluto alla quale durante l'anno si registra lo zero termico. L'anno comincia dunque in corrispondenza del giorno più freddo.
- t_{min} è il giorno dell'anno scelto sotto la condizione $ZT(t=t_{min}) = z_{min}$; nello specifico è il giorno in cui si misura lo zero termico in corrispondenza della quota minima del bacino.
- t_{max} è, in accordo con la definizione data in precedenza per t_{min} , il giorno in cui $ZT(t=t_{max}) = z_{max}$, cioè il giorno più caldo dell'anno, in cui il bacino vede lo zero termico alla sua quota più alta.
- t_{mean} infine è il giorno in cui $ZT(t=t_{mean}) = z_{mean}$ (quota media del bacino).

La simmetria della curva del regime dello zero termico permette di individuare i punti corrispondenti ai giorni appena descritti appartenenti al ramo discendente della curva, indicati con t^*_{max} , t^*_{mean} e t^*_{min} . Inoltre è possibile descrivere le equazioni che governano il modello riferendosi al solo ramo ascendente, avente un dominio temporale di sei mesi (metà anno) che si sviluppa a partire da t_0 fino a \tilde{t} , dove $\tilde{t} = 365/2$.

Se ci soffermiamo alla linea temporale dei giorni dell'anno, sempre in riferimento alla prima metà dell'anno, si possono individuare tre regimi differenti durante:

- **RI**: intercorre tra t_0 e t_{min} e coincide con la stagione invernale; è caratterizzato da basse temperature e osservazioni dello zero termico a bassi valori di quota. Questo è il periodo nel quale la neve tende ad accumularsi.
- **RII**: copre l'intervallo compreso tra t_{min} e t_{max} e corrisponde alla stagione primaverile; si tratta della stagione delle piogge, in cui si assiste al parziale scioglimento delle nevi accumulate durante l'inverno.
- **RIII**: coincide con la fase che ha come estremi t_{max} e \tilde{t} e descrive il periodo estivo; le precipitazioni sono meno frequenti e il contributo legato allo scioglimento delle nevi nella formazione del deflusso è maggiore.

Il valore della frazione di area contribuyente $f_c(t)$ dipende direttamente dal regime annuale dello zero termico. Questo significa che $f_c(t)$ assume un valore diverso in ognuno dei tre regimi individuati con una variabilità tra 0 e 1. Nello specifico, quando si ricade nel regime RI, dal

momento che ci si aspetta che la superficie del bacino sia coperta di neve, si considera nullo il deflusso ponendo la frazione di area contribuente uguale a 0. Nel regime RIII invece è lecito ipotizzare che tutta la superficie del bacino sia soggetta a precipitazioni di carattere piovoso, perciò la frazione di area contribuente è pari a 1. Il regime RIII, rappresentando il passaggio tra il periodo invernale e quello estivo, è caratterizzato da valori di $f_c(t)$ che variano tra 0 e 1. Possiamo riassumere quanto detto attraverso l'equazione (3.10):

$$f_c(t) = \begin{cases} 0 & \text{se } t_0 < t < t_{min} \\ 0 \div 1 & \text{se } t_{min} < t < t_{max} \\ 1 & \text{se } t_{max} < t < \tilde{t} \end{cases} \quad (3.10)$$

Dal momento che la forma della frazione di area contribuente influisce sulla redistribuzione delle probabilità di occorrenza degli eventi durante l'anno, considerando la suddivisione dell'anno in tre regimi caratteristici, la distribuzione cumulata marginale della portata $P_Q(q)$ della equazione (3.7) può essere espressa come la combinazione di tre probabilità corrispondenti ai periodi RI, RII, RIII.

$$P_Q(q) = W_I \cdot P_I(q) + W_{II} \cdot P_{II}(q) + W_{III} \cdot P_{III}(q) \quad (3.11)$$

Dove W_I , W_{II} e W_{III} sono i pesi che dipendono dalla durata dei regimi RI, RII, RIII.

Ricordando che, per le ipotesi fatte in precedenza, durante il regime invernale RI la frazione di area contribuente è nulla, in quanto si assume che tutta l'area del bacino sia coperta dalla neve, ne consegue che la probabilità di occorrenza nel periodo RI è nulla, per cui l'equazione (3.11) diventa:

$$P_Q(q) = W_{II} \cdot P_{II}(q) + W_{III} \cdot P_{III}(q) \quad (3.12)$$

Dove W_{II} , peso relativo al regime RII, è descritto dall'equazione:

$$W_{II} = \frac{t_{max} - t_{min}}{\tilde{t} - t_{min}} = \frac{ZT_{max} - z_{min}}{ZT_{max} - z_{min}} \quad (3.13)$$

W_{III} , invece, è il peso relativo al regime RIII, espresso come:

$$W_{III} = \frac{\tilde{t} - t_{max}}{\tilde{t} - t_{min}} = \frac{ZT_{max} - z_{max}}{ZT_{max} - z_{min}} \quad (3.14)$$

Una ulteriore conseguenza del fatto che la frazione di area contribuyente sia nulla durante il regime RI, è una riduzione del numero medio degli eventi di piena, che si può esprimere così:

$$\lambda^* = \lambda \cdot \frac{\tilde{t} - t_{min}}{\frac{365}{2}} = \lambda \cdot \frac{ZT_{max} - Z_{min}}{ZT_{max} - ZT_{min}} \quad (3.15)$$

Pertanto si tiene conto del regime RI in maniera indiretta, andando a inserire il termine λ^* nell'equazione che descrive la distribuzione di probabilità degli estremi annuali di portata.

Per completare la definizione delle probabilità espresse nella formula (3.12) è necessario stimare il contributo della neve alla formazione della portata, descritto dal termine $SM(t)$. Lo scioglimento nivale è un processo regolato non solo dalla variazione annuale delle temperature, ma anche dal concetto di area contribuyente. Per questo motivo può essere espresso come funzione lineare di $f_c(t)$:

$$SM(t) = SM^* \cdot f_c(t) \quad (3.16)$$

Dove il coefficiente SM^* deriva dall'equivalenza tra il volume di neve accumulato totale e il volume di neve sciolto:

$$\frac{R}{365} \cdot \int_0^{\tilde{t}} (1 - f_c(t)) \cdot dt = SM^* \cdot \int_0^{\tilde{t}} f_c(t) \cdot dt \quad (3.17)$$

Dove R è la precipitazione totale annua.

In base a quanto detto in precedenza, è evidente che il valore di $SM(t)$ è nullo durante il regime RI (inverno), mentre assume il massimo valore in corrispondenza del regime RIII (estate).

La definizione della distribuzione di probabilità appartenente al regime RIII è facilitata in quanto la frazione di area contribuyente durante tale regime si mantiene pari a 1, pertanto dall'equazione (3.6) si ricava:

$$P_{III}(q) = 1 - \exp\left(-\frac{q - SM^*}{C\alpha}\right) \quad (3.18)$$

La probabilità relativa al regime RII invece ha una forma fortemente influenzata dalla frazione di area contribuyente $f_c(t)$. Nel modello considerato, elaborato da *Allamano et al., 2009a*, si suggeriscono a tal proposito due approcci differenti: un primo metodo, chiamato “**Threshold Model**” nel quale si concentra l’intero bacino sulla quota media z_{mean} , e un secondo, chiamato “**Hypsometric Model**” che rispetta la distribuzione morfo-altimetrica del bacino considerando la curva ipsometrica, rappresentata da un solo parametro ζ . Nel momento in cui si decide di usare il primo metodo, è importante considerare che si tratta di un approccio semplificato che può sottostimare il valore della probabilità in uscita, soprattutto nel caso di bacini con un grande dislivello e un’elevata estensione areale.

Dal momento che la valutazione del regime RII dipende fortemente dal tipo di bacino in esame, prima di addentrarsi nel dettaglio nella descrizione dei due differenti approcci, occorre analizzare le varie tipologie di bacino in funzione della loro posizione altimetrica del bacino stesso.

3.2.1 Classificazione dei bacini

In funzione della posizione altimetrica dei bacini, si individuano quattro differenti casi, a seconda del modo in cui la quota di ciascun bacino interagisce con il regime che caratterizza lo zero termico. Si ricorda che il regime dello zero termico viene identificato con la quota minima (ZT_{min}) e con la quota massima (ZT_{max}) alla quale si registra lo zero termico durante l’anno.

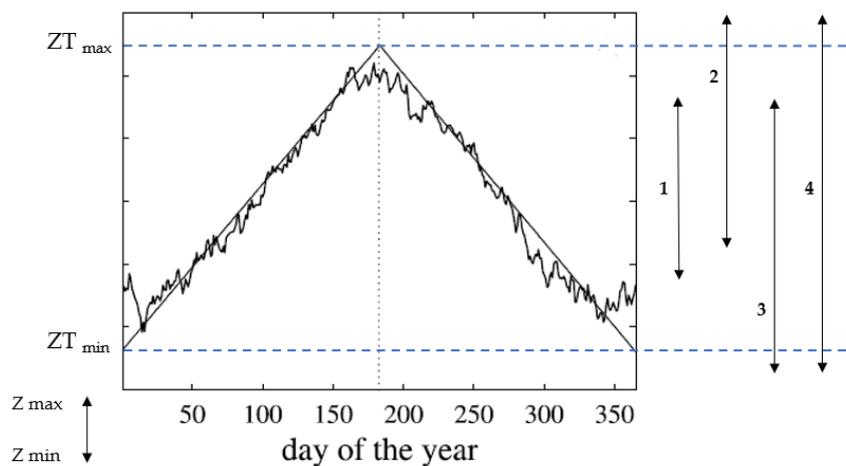


Figura 3.4 – Tipologie di bacini in funzione dell’andamento dello zero termico e della posizione altimetrica del bacino.

Come indicato nella *Figura 3.4*, in base alla posizione della quota massima e della quota minima del bacino, si distinguono quattro tipologie di bacino:

- Caso 1: **Bounded watershed**. Si tratta di un bacino che presenta quota minima maggiore di ZT_{min} e una quota massima inferiore a ZT_{max} . In questa categoria sono presenti tutti e tre i regimi RI, RII e RIII.
- Caso 2: **High-elevation watershed**. E' un bacino la cui quota minima è maggiore di ZT_{min} e la quota massima maggiore di ZT_{max} . Si riscontrano pertanto solo i regimi RI e RII; anche durante la stagione più calda parte dell'area del bacino risulta coperta dalla neve, non contribuendo direttamente al deflusso.
- Caso 3: **Warm bounded watershed**. In questo caso il bacino è caratterizzato da una quota minima inferiore o uguale a ZT_{min} e una quota massima inferiore o uguale a ZT_{max} .
- Caso 4: **Warm high-elevation watershed**. E' un bacino che ha quota minima inferiore o uguale a ZT_{min} e una quota massima maggiore di ZT_{max} .

Dal momento che nella regione alpina le tipologie di bacino più comuni sono le prime due, solo questi saranno analizzati nel dettaglio secondo i due approcci Threshold e Hypsometric. Ricordando che la distribuzione cumulata marginale della portata $P_Q(q)$ può essere espressa come la combinazione di tre probabilità corrispondenti ai periodi RI, RII, RIII, resta da definire la probabilità legata al regime II.

Nella *Tabella 3.1* viene riassunta la suddivisione dei bacini in quattro classi, indicando i regimi che si possono osservare durante l'anno, cioè quelli da considerare nel calcolo della distribuzione cumulata marginale della portata, in funzione dell'approccio scelto.

	Bounded $Z_{min} > ZT_{min}$ $Z_{max} < ZT_{max}$	High-Elevation $Z_{min} > ZT_{min}$ $Z_{max} > ZT_{max}$	Warm-Bounded $Z_{min} \leq ZT_{min}$ $Z_{max} < ZT_{max}$	Warm-High-Elevation $Z_{min} \leq ZT_{min}$ $Z_{max} > ZT_{max}$
Threshold model	RI, RIII	RI, RIII	RIII	RIII
Hypsometric model	RI, RII, RIII	RI, RII	RII, RIII	RII

Tabella 3.1 – Tipologie di bacini con i corrispondenti regimi in base al metodo scelto.

3.2.2 Threshold Model

Nel metodo Threshold l'intera area del bacino viene ipoteticamente concentrata in corrispondenza della quota media del bacino. Tale semplificazione determina la coincidenza della quota media, della quota massima e della quota minima, che comporta come diretta conseguenza la contemporaneità dei giorni individuati da t_{min} , t_{mean} e t_{max} . In questo metodo il

regime II e la curva che descrive la frazione di area contribuyente diventa una funzione gradino simmetrica che passa da 0 al valore massimo pari ad 1, quando si raggiunge la quota media:

$$f_c(t) = \begin{cases} 0 & \text{se } t < t_{mean} \\ 1 & \text{se } t > t_{mean} \end{cases} \quad (3.19)$$

Di seguito si riporta l'andamento della frazione di area contribuyente $f_c(t)$ per un bacino Bounded (in rosso) e per un bacino High-Elevation (in blu), prendendo in considerazione solo metà anno. Come si può notare dalla *Figura 3.5*, l'andamento è il medesimo per entrambi i casi. L'unica differenza risiede nel fatto che il bacino High-Elevation risulta traslato nel tempo poiché, essendo la sua quota media più elevata, i giorni in cui $f_c(t)$ è pari ad 1 sono inferiori rispetto al bacino Bounded.

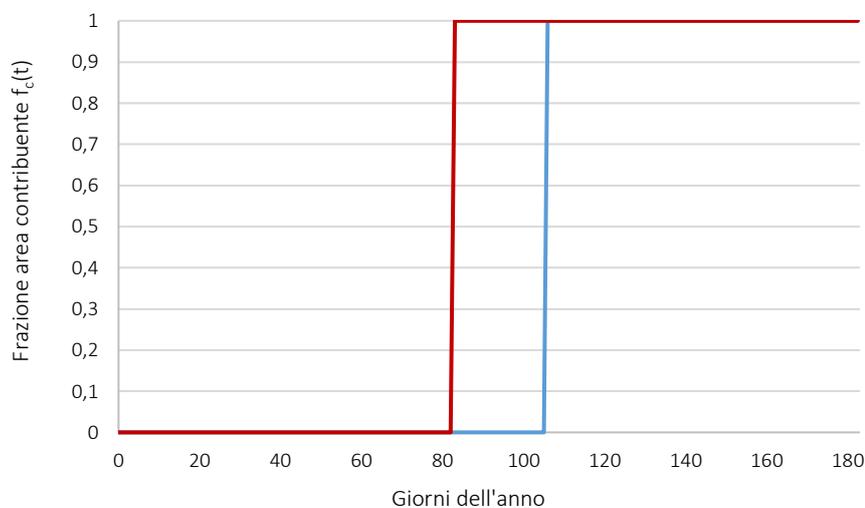


Figura 3.5 – Frazione di area contribuyente per un bacino Bounded (in rosso) e uno High-Elevation (in blu) nel caso di metodo Threshold.

Il passaggio dal valore 0 al valore 1 avviene quando lo zero termico è registrato in corrispondenza della quota media del bacino. Ciò vuol dire che da questo punto in poi il bacino è soggetto a precipitazioni piovose e si verifica lo scioglimento nivale. Si ricava quindi il coefficiente che tiene conto dello scioglimento delle nevi, il quale è ottenuto introducendo l'equazione (3.19) nell'espressione (3.17), ottenendo:

$$SM^* = \frac{R}{365} \cdot \left[\frac{365/2}{\int_{t_{mean}}^{365/2} f_c(t) dt} - 1 \right] = \frac{R}{365} \cdot \frac{t_{mean}}{T_s/2} \quad (3.20)$$

Dove T_s , pari a $t_{\text{mean}}^* - t_{\text{mean}}$, indica l'intervallo di tempo nel quale la quota alla quale si registra lo zero termico supera la quota media del bacino, ovvero durante il regime III (periodo estivo) quando la neve inizia a sciogliersi.

L'equazione (3.16) può essere quindi ridotta a:

$$SM(t) = \begin{cases} 0 & \text{se } t \in T_s \\ SM^* & \text{se } t \notin T_s \end{cases} \quad (3.21)$$

Si deduce che lo scioglimento delle nevi avviene con un tasso costante pari a SM^* , durante il periodo individuato da T_s , mentre è nullo nel periodo rimanente, nel quale la neve tenderà ad accumularsi. All'aumentare della quota media del bacino diminuisce il periodo indicato da T_s e aumenta il volume di neve accumulato.

Nel metodo Threshold la definizione della distribuzione di probabilità delle portate al colmo si identifica con la determinazione della distribuzione cumulata marginale delle portate, descritta dall'equazione (3.22). Il peso associato al regime III è pertanto pari a 1, poichè il regime II scompare e il regime I non genera deflusso, in base alle considerazioni fatte in precedenza.

$$P_Q(q) = 1 - \exp\left(-\frac{q - SM^*}{C\alpha}\right) \quad (3.22)$$

Inserendo l'equazione (3.22) all'interno dell'equazione (3.8), che si riporta per facilitare la lettura, si ottiene l'equazione (3.23):

$$P_{Q_{AM}}(q) = \exp\left(-\lambda \cdot \left(1 - P_Q(q)\right)\right) \quad (3.8)$$

$$P_{Q_{AM}}(q) = \exp\left(-\lambda^* \cdot \exp\left(-\frac{q - SM^*}{C\alpha}\right)\right) \quad (3.23)$$

L'equazione (3.23) descrive la distribuzione di probabilità delle portate al colmo di piena. Essa si completa introducendo il termine λ^* al suo interno, calcolato attraverso l'equazione (3.15), poichè tiene conto della riduzione del numero degli eventi di piena dovuta alla presenza del regime I, durante il quale si ha soltanto accumulo di neve.

3.2.3 Hypsometric Model

Il modello Hypsometric descrive fedelmente la realtà, in quanto tiene conto dell'effettiva distribuzione altimetrica del bacino in analisi espressa dalla curva ipsometrica, definita come la curva delle frequenze cumulate delle quote di tutti i punti in un bacino. Tale curva è ben rappresentata dal parametro ζ , che regola il flesso della curva ed è ottenuto dalla seguente approssimazione matematica (vedi *Strahler, 1952*):

$$\frac{z - z_{min}}{z_{max} - z_{min}} = \frac{f_c(t)}{1 + \zeta \cdot (1 - f_c(t))} \quad (3.24)$$

Dove z (compresa tra gli estremi z_{min} e z_{max}) è la quota che suddivide l'area del bacino in contribuente e non contribuente. Nel successivo *Paragrafo 3.3* si descriverà in dettaglio la procedura per la sua determinazione del parametro ζ .

La frazione di area contribuente $f_c(t)$ è ricavata inserendo al posto del termine z la curva del regime annuale dello zero termico $ZT(t)$. A differenza del modello Threshold, in questo caso si ha una precisa distribuzione dei giorni caratteristici, tale per cui si è in grado di esprimere la frazione di area contribuente come una funzione valida a tratti:

$$f_c(t) = \begin{cases} 0 & \text{se } t_0 < t < t_{min} \\ \frac{(1 + \zeta)(ZT(t) - z_{min})}{\zeta(ZT(t) - z_{min}) + z_{max} - z_{min}} & \text{se } t_{min} < t < t_{max} \\ 1 & \text{se } t_{max} < t < \bar{t} \end{cases} \quad (3.25)$$

Come per il metodo Threshold, si riporta in *Figura 3.6* un diagramma illustrante l'andamento dell'area contribuente di un bacino Bounded (in rosso) e uno High-Elevation (in blu).

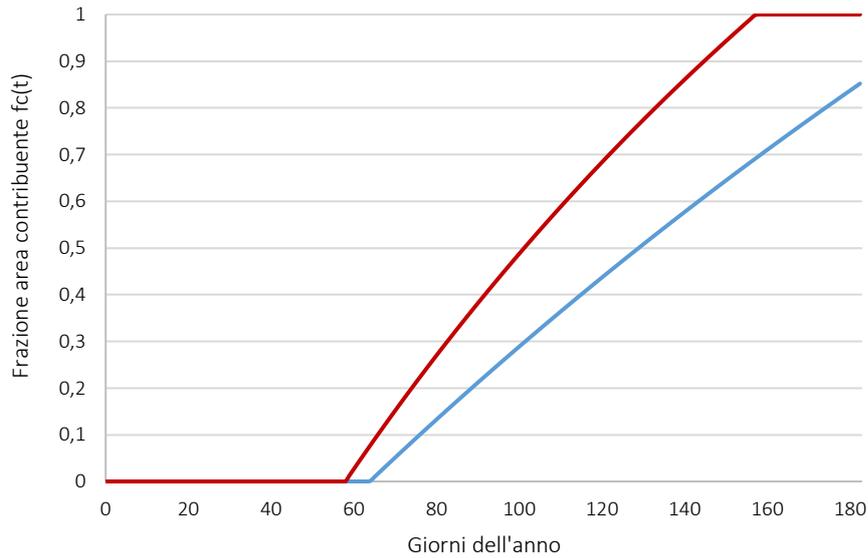


Figura 3.6 – Frazione di area contribuyente per un bacino Bounded (in rosso) e uno High-Elevation (in blu) nel caso di metodo Hypsometric.

Il passaggio dal valore di frazione di area contribuyente 0 al valore 1 avviene gradualmente, in quanto il modello Hypsometric consente di tenere in conto dell'effettiva distribuzione altimetrica del bacino. Passando dalla stagione invernale a quella estiva, l'estensione dell'area contribuyente aumenta progressivamente fino ad assumere il suo massimo valore in corrispondenza del raggiungimento della quota massima del bacino da parte dello zero termico. Nel caso di un bacino High-Elevation la frazione di area contribuyente non raggiunge mai il valore 1. La spiegazione si trova nella definizione stessa di questa tipologia di bacino: essendo la sua quota massima superiore alla $Z_{T_{max}}$ anche nei mesi più caldi parte del bacino rimarrà coperta dalla neve, non contribuendo così alla formazione di deflusso.

Trascurando il contributo del regime RII adottando il parametro λ^* , che riduce il numero di eventi in un anno, risulta evidente, mettendo insieme quanto detto finora, che per un bacino Bounded si deve calcolare la probabilità del regime RII ed RII con i rispettivi pesi, mentre per un High-Elevation si considera solo la probabilità legata al regime RII.

Bounded watershed

Per poter calcolare la probabilità di occorrenza $P_Q(q)$ ci si riferisce alla formula (3.12) precedentemente discussa, la quale viene riportata di seguito insieme alle equazioni dei termini che la compongono:

$$P_Q(q) = W_{II} \cdot P_{II}(q) + W_{III} \cdot P_{III}(q) \quad (3.12)$$

$$W_{II} = \frac{t_{max} - t_{min}}{\tilde{t} - t_{min}} = \frac{z_{max} - z_{min}}{ZT_{max} - z_{min}} \quad (3.13)$$

$$W_{III} = \frac{\tilde{t} - t_{max}}{\tilde{t} - t_{min}} = \frac{ZT_{max} - z_{min}}{ZT_{max} - z_{min}} \quad (3.14)$$

$$P_{III}(q) = 1 - \exp\left(-\frac{q - SM^*}{C\alpha}\right) \quad (3.22)$$

Occorre quindi definire il valore di $P_{II}(q)$, partendo dalla definizione del valore del coefficiente SM^* attraverso l'espressione (3.17):

$$SM^* = \frac{R}{365} \cdot \frac{\zeta(z_{max} - (1 + \zeta)z_{min} + \zeta ZT_{min}) - (1 + \zeta)(z_{max} - z_{min})Ln[1 + \zeta]}{\zeta(z_{min} - z_{max} + \zeta(z_{min} - ZT_{max})) + (1 + \zeta)(z_{max} - z_{min})Ln[1 + \zeta]} \quad (3.26)$$

L'espressione di $P_{II}(q)$ sarà la seguente:

$$P_{II}(q) = 1 - \frac{\exp\left(\frac{SM^*}{C\alpha}\right)}{t_{max} - t_{min}} \int_{t_{min}}^{t_{max}} \exp\left(-\frac{q}{C\alpha \cdot f_c(t)}\right) dt \quad (3.27)$$

Per semplicità di calcolo, la $P_{II}(q)$ può essere riscritta attraverso l'equazione (3.28) introducendo la funzione gamma incompleta (vedi *Abramowitz and Stegun, 1965*) descritta da due parametri α e z , che nel nostro caso equivalgono rispettivamente 0 e $\frac{q}{\alpha(1+\zeta)}$.

$$P_Q(q) = 1 - \exp\left(\frac{SM^* - q}{C\alpha}\right) + \frac{q \cdot \exp\left(\frac{SM^* + \zeta SM^* - \zeta q}{\alpha(1 + \zeta)}\right) \cdot \Gamma\left[0, \frac{q}{\alpha(1 + \zeta)}\right]}{C \cdot \alpha \cdot (1 + \zeta)} \quad (3.28)$$

$$\Gamma[a, z] = \int_0^\infty t^{a-1} e^{-t} dt \quad (3.29)$$

Combinando le equazioni (3.13), (3.14), (3.22) e (3.26) all'interno della (3.12), ricaviamo il valore di $P_Q(q)$ nel caso di un bacino Bounded. Per completezza si riporta di seguito l'espressione di $P_Q(q)$ che si ottiene effettuando tutte le sostituzioni, ma il suo valore può essere trovato risolvendo i singoli termini dell'equazione (3.12) e andando a combinarli insieme.

$$P_Q(q) = 1 - \exp\left(\frac{SM^* - q}{C\alpha}\right) + \frac{\exp\left(\frac{SM^* + \zeta SM^* - \zeta q}{C\alpha(1 + \zeta)}\right) \cdot q(z_{min} - z_{max}) \Gamma\left[0, \frac{q}{C\alpha(1 + \zeta)}\right]}{C \cdot \alpha \cdot (1 + \zeta) \cdot (z_{min} - ZT_{max})} \quad (3.30)$$

La probabilità di accadimento degli estremi annuali può essere infine determinata ricordandosi di utilizzare il termine λ^* per tenere conto della riduzione degli eventi di piena a causa de regime RI.

$$P_{Q_{AM}}(q) = \exp\left(-\lambda^* \cdot (1 - P_Q(q))\right) \quad (3.31)$$

High-Elevation Watershed

In base alle osservazioni fatte in precedenza, in questo tipo di bacini si verifica solo il regime RII, per cui si dovrà ricavare solo il valore di probabilità $P_{II}(q)$. Come prima si deve procedere innanzitutto al calcolo del valore del coefficiente di scioglimento nivale SM^* . Non considerando in regime RII e riferendosi sempre all'espressione (3.17), SM^* ha la seguente forma:

$$SM^* = \frac{R/365 \cdot \zeta^2 \cdot (ZT_{min} - ZT_{max})/(1 + \zeta)}{\zeta(z_{min} - ZT_{max}) + 2(z_{min} - z_{max}) \cdot \text{Ath}\left[\frac{\zeta(ZT_{max} - z_{min})}{(2 + \zeta)z_{min} - \zeta ZT_{max} - 2z_{max}}\right]} - \frac{R}{365} \quad (3.32)$$

Dove Ath è la funzione tangente iperbolica.

Inserendo l'espressione (5.32) di SM^* all'interno della formula (3.27) di $P_Q(q)$, si ottiene l'espressione (3.33) che permette di trovare la probabilità di accadimento per un bacino High-Elevation.

$$P_Q(q) = 1 - \exp\left(\frac{q(z_{max} - (1 + \zeta)z_{min} + \zeta ZT_{max})}{(1 + \zeta)(z_{min} - ZT_{max}) \cdot C\alpha} + \frac{SM^*}{C\alpha}\right) + \frac{q}{C\alpha(1 + \zeta)} \cdot \frac{(z_{min} - z_{max})}{(z_{min} - ZT_{max})} \cdot \exp\left(\frac{SM^* + \zeta SM^* - q\zeta}{C\alpha(1 + \zeta)}\right) \cdot \text{EI}\left[1, \frac{q(z_{min} - z_{max})}{C\alpha(1 + \zeta)(z_{min} - ZT_{max})}\right] \quad (3.33)$$

Dove EI è la funzione esponenziale integrale (vedi *Abramowitz and Stegun, 1965*) descritta da due parametri n e z , che nel nostro caso valgono rispettivamente 1 e $\frac{q(z_{min} - z_{max})}{C\alpha(1 + \zeta)(z_{min} - ZT_{max})}$.

$$\text{EI}[n, z] = \int_1^\infty (e^{-zt}/t^n) dt \quad (3.34)$$

Come nel bacino Bounded, la probabilità di accadimento degli estremi annuali può essere infine determinata ricordandosi di utilizzare il termine λ^* per tenere conto della riduzione degli eventi di piena a causa de regime RI.

$$P_{Q_{AM}}(q) = \exp\left(-\lambda^* \cdot (1 - P_Q(q))\right) \quad (3.31)$$

4. ESAME DELLE CONDIZIONI DI APPLICAZIONE DEL MODELLO

Il modello geomorfoclimatico, per la costruzione della curva di frequenza delle piene, utilizza l'approccio della distribuzione derivata (*derived distribution approach*), che consente di ottenere una formulazione analitica attraverso una schematizzazione dei meccanismi di afflussi e deflussi che intervengono nella formazione delle piene. Questo tipo di approccio è generalmente impiegato in contesti complessi, con l'obiettivo di poter fornire attraverso il modello, seppur in maniera semplificata, una curva di probabilità cumulata simile a quella reale. Pertanto, nel presente capitolo, si vuole verificare innanzitutto se la struttura adottata è troppo semplice per rappresentare la situazione reale, validando il comportamento generale del modello a partire dai dati osservati (*Paragrafo 4.2*). Successivamente si procede alla verifica dell'adattabilità del modello a bacini aventi caratteristiche diverse, dal punto di vista climatologico e geo-morfologico. A tal fine si applica l'analisi delle sensitività del modello alle variazioni di quota e ai cambiamenti climatici (*Paragrafo 4.4*).

Inoltre, si specificano i parametri fondamentali su cui il modello si basa e le vie che possono essere seguite nella loro determinazione, in funzione del numero di dati reperibili e dell'analisi che si vuole condurre.

4.1 Analisi dei parametri di input

Il modello geomorfoclimatico quantifica la portata di piena considerando l'effetto combinato del contributo di pioggia liquida e dello scioglimento nivale (si veda l'equazione (3.2)). Il modello appare così fortemente legato al regime termico del bacino durante l'anno, ma anche alle assunzioni formulate in merito alle precipitazioni e ai dati che si hanno a disposizione. In particolare, per poter applicare il modello sono necessari i seguenti parametri descrittivi di un bacino:

- **Parametri climatici a scala di bacino:** sono i parametri di pioggia α e λ e il valore della precipitazione totale annua R ;
- **Parametri climatici a mesoscala:** si tratta dei valori di ZT_{max} e ZT_{min} , ovvero la quota massima e minima a cui si trova la curva dello zero termico durante l'anno;

- **Parametri geometrici:** identificati con la quota massima, media e minima, descrittivi l'altimetria del bacino, e dal parametro di flesso ζ , rappresentante la curva ipsometrica e la morfometria del bacino.

4.1.1 Determinazione di α e λ

Come detto in precedenza, il modello si basa sull'assunzione che le precipitazioni estreme siano rappresentabili attraverso la distribuzione di Poisson, motivo per cui è necessario determinare il valore dei due parametri fondamentali: λ , che rappresenta il numero di eventi nel determinato intervallo di tempo considerato, e α , che è ottenuta come media annuale dell'altezza di precipitazione h .

Ipotizzando di esaminare bacini strumentati, il punto di partenza sono i dati pluviometrici, che possono essere disponibili in diverse forme e risoluzioni temporali. Per la determinazione di λ e α si possono considerare i dati di precipitazione giornaliera registrata in continuo (**Caso 1**) oppure le serie dei massimi annui di precipitazione per diverse durate dell'evento (**Caso 2**). Nel primo caso la durata dell'evento sarà sempre pari a 24 ore, perciò α avrà, come unità di misura associata, i mm/d. Nel secondo caso, invece, α può essere espresso in mm/h oppure in mm/d.

Quando non si è in possesso di dati di precipitazione, attraverso l'assunzione della trasformazione afflussi-deflussi su cui il modello si basa, si ricorre ai dati idrometrici, anch'essi disponibili in diverse risoluzioni temporali. Tipicamente, il dato di più facile reperimento è il valore di portata massima annua al colmo di piena (**Caso 3**), di cui si conoscono le serie storiche. Come per le precipitazioni, qualora siano disponibili, si possono anche considerare le serie continue di portata giornaliera (**Caso 4**).

In tutti i casi è importante sottolineare che ci si riferisce a *precipitazioni areali*. Questo dettaglio è fondamentale dal momento che un bacino può avere un'estensione variabile da pochi a centinaia di chilometri quadrati. Nel caso in cui non vi siano valori di piogge areali già elaborati, si può ricorrere a metodi di determinazione della distribuzione spaziale delle precipitazioni. Questi metodi si basano sul presupposto che all'interno del perimetro del bacino vi sia più di una stazione pluviometrica, in modo tale da poter interpolare i valori registrati dalle singole stazioni per poter giungere ad un valore di precipitazione unico valido per tutto il bacino.

Le grandezze che si sviluppano su scala spaziale, come la precipitazione, possono essere studiate attraverso la geostatistica, ossia la branca della statistica che si occupa dell'analisi delle variabili climatiche e geografiche fortemente dipendenti dalla posizione spaziale. Un esempio di

procedura geostatistica avanzata è rappresentata dal *Kriging*. Si tratta di un metodo che genera una superficie stimata a partire da un insieme sparso di punti con valori misurati z , in questo caso la precipitazione, fornendo anche una misura della certezza e dell'accuratezza delle previsioni. Attraverso il Kriging è quindi possibile calcolare il valore della grandezza in esame in altri punti per i quali non si hanno osservazioni mediante una media pesata dei valori noti. I pesi delle singole stazioni di misura sono assegnati per mezzo del semivariogramma, ossia un grafico che consente di correlare la distanza tra due punti con la varianza della variabile regionalizzata misurata nei due punti. E' necessario quindi definire la risoluzione della griglia di interpolazione, dal momento che la procedura di assegnazione si svolge per ogni punto della griglia. Esistono diversi modelli di semivariogramma, tali per cui si ha una diversa forma nei pressi dell'origine, che rappresenta il punto più importante del grafico poiché ai punti più vicini verrà dato un peso maggiore durante l'interpolazione.

Il software ArcGIS® consente l'applicazione diretta di questa procedura con lo strumento di analisi spaziale Kriging presente nell'ArcToolbox. Partendo da uno shapefile di punti con assegnati valori di precipitazione, impostando il valore z , la risoluzione della griglia e il modello di semivariogramma, il programma restituisce la superficie stimata dei valori di precipitazione. In *Figura 4.1* si riporta un esempio di applicazione della procedura di applicazione mediante Kriging al bacino di Sesia a Campertogno (ID 11074).

Un altro metodo, ma probabilmente meno preciso, è quello dei *poligoni di Thiessen*. In questo caso il bacino è suddiviso in n zone di influenza S_i , una per ciascuna stazione, che individuano le regioni dei punti più vicini alle stazioni. Le regioni di influenza possono essere agevolmente individuate tramite un metodo geometrico disegnando delle sezioni perpendicolari alle linee di giunzione di stazioni adiacenti. Ad ogni stazione è associato un peso λ_i che viene calcolato tramite il rapporto fra l'area di competenza della stazione S_i e l'area complessiva S del bacino. Anche le stazioni esterne all'area di interesse possono pesare nella stima del valore areale. Il valore di pioggia areale P valido per il bacino sarà dato quindi dall'equazione seguente:

$$P = \sum_{i=1}^N \lambda_i P_i \quad (4.1)$$

Dove P_i sono i valori di precipitazione registrati dalle singole stazioni considerate.

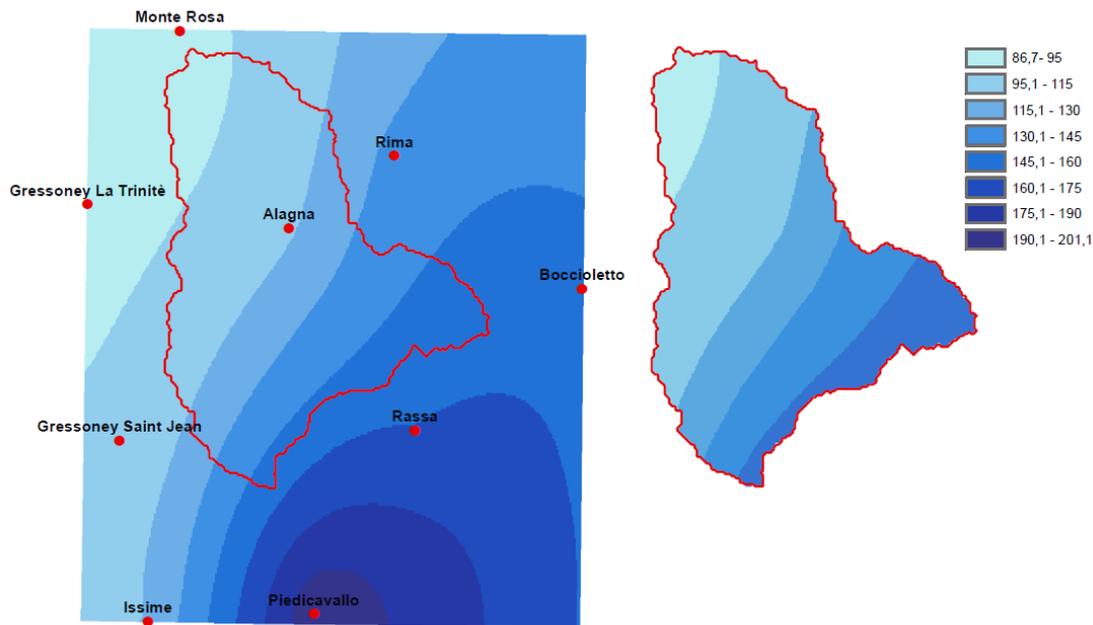


Figura 4.1 – Applicazione del metodo di interpolazione spaziale Kriging al bacino di Sesia a Campertogno (ID 11074).

Caso 1

Si considerano i valori di precipitazione giornaliera continua areale relativa ad un determinato bacino. In questo caso ci si riferisce a piogge di durata giornaliera e ad un intervallo di tempo pari ad un anno, perciò in input α è espressa in mm/d e λ in eventi/anno. Attraverso la tecnica del *Peak Over Threshold (POT)* si può quindi effettuare un'analisi diretta andando a stimare dal pluviogramma annuale il valore di λ e di α , una volta definita una precisa soglia critica. Si riportano i passi da seguire, mostrando in *Figura 4.2* un esempio di procedura:

1. Si fissa una determinata soglia pluviometrica areale identificata con il valore critico di precipitazione in grado di generare una portata al colmo critica. Questa soglia può essere calcolata ricorrendo a simulazioni numeriche a partire da un modello idrologico del suolo che simula i processi fisici che determinano la risposta del bacino preso in considerazione. Il modello, validato sulla base delle informazioni idrometriche e pluviometriche disponibili in sezioni di controllo, è utilizzato per risolvere il “problema idrologico inverso”, ovvero la valutazione delle precipitazioni in grado di generare la portata al colmo critica;
2. Si selezionano i valori di precipitazione che superano la soglia pluviometrica definita. Dal momento che è possibile ottenere più valori selezionati in un anno, è necessario ricercare il massimo di questi. Si determina così il valore estremo di precipitazione per ogni anno.
3. Per la determinazione di λ e di α , si ipotizza una distribuzione di Gumbel delle precipitazioni, seguendo il procedimento spiegato in seguito nel Caso 2.

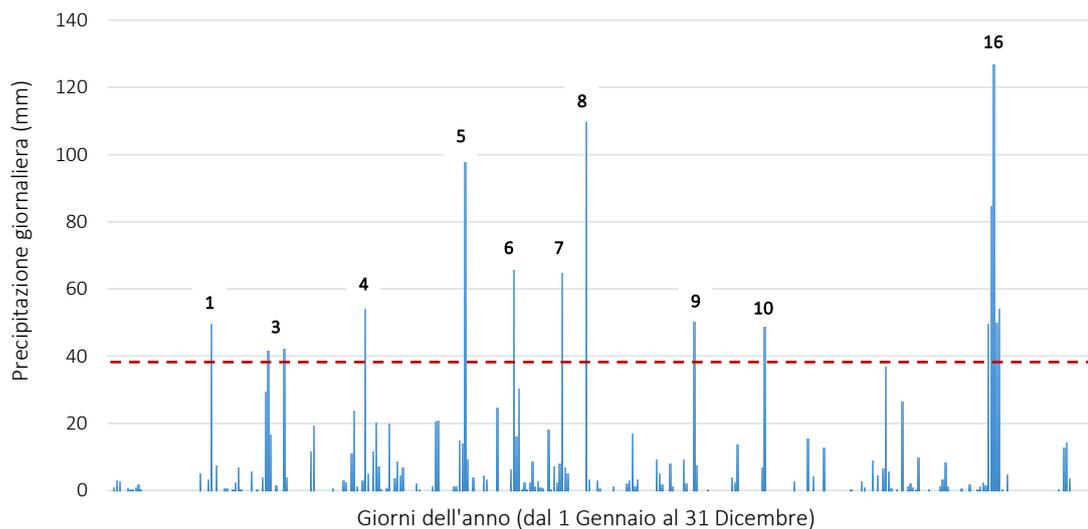


Figura 4.2 – Rappresentazione grafica per la determinazione del parametro λ e α partendo dai dati di precipitazione giornaliera.

Caso 2

Questo secondo approccio prende in considerazione le serie dei massimi annui di precipitazione, sempre areali, ma viene applicato anche ai massimi di precipitazione giornaliera. In questo caso i parametri fondamentali λ e α si trovano ipotizzando che le serie delle piogge estreme siano distribuite come una distribuzione di frequenza Gumbel, in un intervallo di riferimento di durata critica d .

In generale, una distribuzione di frequenza alla Gumbel o distribuzione del valore estremo di 1° tipo (EV1) viene espressa mediante la seguente formulazione:

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-\theta_1}{\theta_2}}} \quad (4.2)$$

Dove θ_1 e θ_2 rappresentano i parametri della distribuzione di Gumbel. La forma di una distribuzione di probabilità può essere descritta dai momenti della distribuzione che sono la media $\mu = E(x)$ e i momenti di ordine superiore $\mu_r = E(X - \mu)^r$ (con $r = 2, 3, \dots$). A partire dalle formulazioni che esprimono i momenti di una distribuzione, è possibile fornire una descrizione dei parametri θ_1 e θ_2 in termini di media μ e di deviazione standard σ mediante le seguenti relazioni:

$$\theta_1 = \mu - \gamma_E \cdot \theta_2 \quad (4.3)$$

$$\theta_2 = \frac{\sigma \cdot \sqrt{6}}{\pi} \quad (4.4)$$

Dove μ e σ sono rispettivamente la media e la deviazione delle precipitazioni estreme annue, mentre γ_E è la costante di Eulero pari a 0.5772. E' possibile ricavare il valore di λ e di α direttamente dai valori di θ_1 e θ_2 attraverso le seguenti relazioni:

$$\alpha = \theta_2 \quad (4.5)$$

$$\lambda = \exp\left(\frac{\theta_1}{\theta_2}\right) \quad (4.6)$$

In questo modo si determina il valore medio di eventi estremi all'anno λ (eventi/anno) e il valore medio di precipitazione estrema α , espressa in mm/h o mm/d a seconda della durata critica dell'evento. Si evidenzia che α è solo funzione unicamente della deviazione standard σ , mentre λ mostra anche una dipendenza dal valore medio di precipitazione.

Caso 3

Nel caso in cui non si conoscano i valori di precipitazione, dal momento che il modello utilizza la trasformazione afflussi-deflussi, si possono utilizzare direttamente le serie storiche delle portate al colmo di piena. Questa via semplificativa può essere una buona alternativa, ipotizzando sempre quanto detto nel *Paragrafo 3.1*:

- Condizione di isofrequenza tra piogge e portate: piogge di tempo di ritorno T generano portate al picco di identico tempo di ritorno T;
- La portata al colmo registrata è quella determinata dall'evento di pioggia di durata d;
- Le perdite sono proporzionali all'intensità di pioggia e che il tempo impiegato dall'acqua a raggiungere la sezione di chiusura dipende soltanto dalla lunghezza del percorso compiuto.

Sotto queste considerazioni, come per le precipitazioni, si ipotizza quindi che le serie di portate al colmo di piena siano distribuite secondo una distribuzione di Gumbel, i cui parametri caratteristici θ_1 e θ_2 sono di nuovo descritti mediante le espressioni (4.3) e (4.4). In questo caso però bisogna prestare attenzione perché μ e σ sono rispettivamente la media e la deviazione delle portate al colmo di piena, espresse in m³/s. Dal momento che il modello vuole in entrata dati di

precipitazione, è necessario convertire le portate in valori di pioggia, riferendosi alla durata critica d dell'evento. Pertanto è lecito stimare i valori dei parametri λ e α con le seguenti equazioni:

$$\alpha = \frac{\theta_2 \cdot 3.6 \cdot d}{C \cdot Area_{bacino}} \quad (4.7)$$

$$\lambda = \exp\left(\frac{\theta_1}{\theta_2}\right) \quad (4.6)$$

dove C è il coefficiente di picco delle portate. Come nel caso precedente, si osserva che α è funzione della deviazione standard e anche dell'area del bacino, mentre λ dipende anche dal valore medio della portata.

Caso 4

Qualora si considerino le serie continue di portata giornaliera, utilizzando la tecnica del *Peak Over Threshold (POT)*, si procede secondo i passi descritti nel Caso 1. Si considerano quindi tutti i picchi di portata eccedenti una certa soglia stabilita e si procede alla determinazione del valore massimo annuo di portata giornaliera. In questo modo si costruisce una serie storica di portate giornaliere, il cui andamento è per ipotesi rappresentabile da una distribuzione di Gumbel. Si determinano quindi i parametri λ e α attraverso le equazioni (4.6) e (4.7) discusse nel Caso 3, ricordandosi che in questo caso la durata critica è pari a 24 ore. L'approccio POT è vantaggioso perchè consente di avere campioni più lunghi, in quanto identifica anche le piene secondarie che avvengono durante l'anno, tuttavia introduce un ulteriore fattore di indeterminazione dovuto alla scelta della soglia.

4.1.2 Definizione del regime termometrico

In termini generali, $f_c(t)$ e $SM(t)$ dipendono dai giorni dell'anno mediante l'interazione con la stagionalità della temperatura. Le variazioni stagionali della temperatura, come detto in precedenza, possono essere riprodotte da un diagramma delle temperature giornaliere che può essere facilmente rappresentato per mezzo di una curva lineare e simmetrica, chiamata "regime delle temperature". Si ricorda che l'anno inizia il 1° Febbraio per avere la forma più simmetrica possibile del regime. Tale curva è di fondamentale importanza nella definizione dell'evoluzione stagionale dello zero termico poiché, fissando un intervallo costante del gradiente termico verticale ($^{\circ}C/km$), permette di determinare la quota dello zero termico per qualsiasi giorno dell'anno.

La definizione del regime termometrico è quindi alla base dell'applicazione del modello geomorfoclimatico, dal momento che è necessario conoscere gli estremi della curva lineare per determinare i parametri di input ZT_{max} e ZT_{min} , cioè la massima e la minima quota alle quali si registra lo zero termico durante l'anno. Una via semplificata è rappresentata dall'analisi climatologica eseguita nel *Capitolo 1*, dove è stato possibile determinare ZT_{max} e ZT_{min} uguali rispettivamente a 3000 m s.l.m. e 0 m s.l.m., ossia valori medi stimati sull'arco alpino in esame a partire dalle temperature medie di gennaio e di luglio (il mese più freddo e quello più caldo) fornite dal progetto HISTALP.

In alternativa, è possibile condurre l'analisi dello zero termico utilizzando i valori giornalieri di temperatura e non quelli mensili. Considerare i valori registrati giorno per giorno è una via più precisa per la stima di ZT_{max} e ZT_{min} , dal momento che si andrebbe a determinare nello specifico gli estremi della curva lineare. Vi è però un grado di incertezza legato al fatto che questo procedimento si basa sulle serie storiche delle singole stazioni di misura presenti nella regione a cui appartiene il bacino, le quali possiedono lunghezze diverse. Ciò nonostante, trattandosi di parametri climatici a mesoscala, per giungere alla migliore stima di ZT_{max} e ZT_{min} , occorre considerare il maggior numero di stazioni di misura nella regione in cui ricade il bacino, in modo da ottenere un singolo diagramma delle temperature. Un aspetto importante è quello della lunghezza della serie storica poichè il regime termico di una regione può cambiare molto da un anno all'altro, con l'alternarsi di anni più freddi e anni più caldi. E' necessario quindi considerare la serie storica più lunga possibile, coerentemente con l'inizio di pubblicazione dei dati delle stazioni di misura. Per semplicità di trattazione, viene fornito un esempio di procedimento prendendo in esame solo la stazione termopluviometrica "Bocchetta delle Pisse" nel comune di Alagna Valsesia, situata alla quota di 2410 metri s.l.m. Considerando la serie storica delle temperature medie giornaliere, dal 1988 al 2018, si è costruito il diagramma annuo delle temperature e, in seguito, la curva del regime termico medio annuo, come rappresentato in *Figura 4.3*. Fissando un intervallo costante del gradiente termico verticale uguale a $-0.4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ in inverno e a $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ in estate (*Hiebl et al., 2009*), a fronte di una temperatura minima annua pari a -7°C e una temperatura massima annua pari a 9°C , è possibile considerare ZT_{min} pari a 660 m s.l.m. e ZT_{max} uguale a 3910 m. Partendo da questi due valori è possibile costruire la curva rappresentate l'evoluzione stagionale dello zero termico (*Figura 4.4*). Questi valori sono validi solo puntualmente, poichè, per ottenere la quota massima annua e la quota minima annua dello zero termico da applicare al bacino che si prende in esame, la procedura va estesa ad un ambito regionale. Si deve quindi costruire il diagramma regionale delle temperature annue, in

modo da determinare ZT_{max} e ZT_{min} a partire dalla massima e dalla minima temperatura media registrate nella regione.

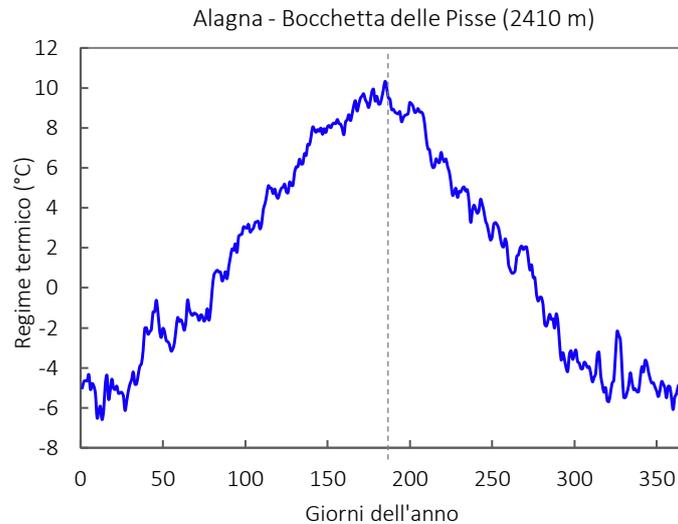


Figura 4.3 – Esempio di diagramma delle temperature medie giornaliere per la stazione di Bocchetta delle Pisse (2410 m s.l.m.).

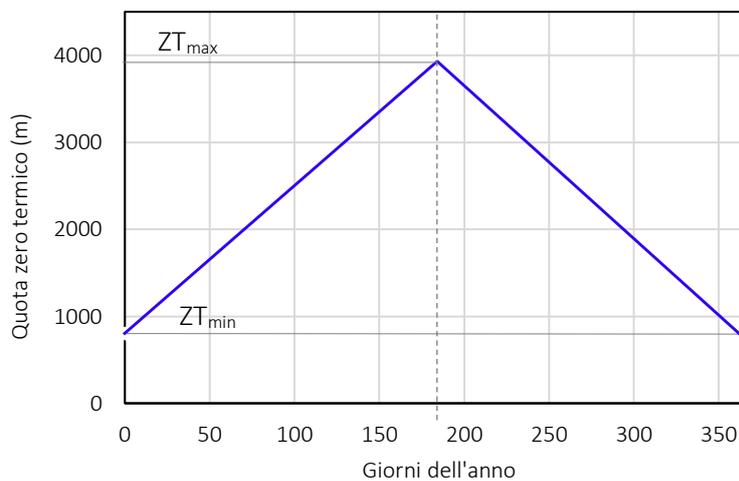


Figura 4.4 – Evoluzione stagionale dello zero termico per la stazione di Bocchetta delle Pisse (2410 m s.l.m.); ZT_{max} e ZT_{min} sono le quote massime e minime del regime della linea di neve.

4.1.3 Parametro di flesso ζ

Il modello geomorfoclimatico, nella valutazione della componente derivante dallo scioglimento nivale, tiene conto della morfometria del bacino. Per completare l'informazione morfometrica è necessario stabilire la distribuzione delle aree elementari che compongono un bacino idrografico in relazione alla progressione delle curve di livello che delimitano le suddette aree, ovvero la curva ipsografica. Tale curva può essere resa adimensionale rapportandola alla superficie dell'intero

bacino, ottenendo così la curva ipsometrica. Come definito nell'illustrazione del metodo Hypsometric, la curva ipsometrica è la curva delle frequenze cumulate delle quote di tutti i punti in un bacino e può essere rappresentata dal parametro ζ che regola il flesso della curva. Anche se non è un parametro climatico, ζ influisce sulla forma della distribuzione di frequenza delle piene, dal momento che controlla la distribuzione dell'area a differenti quote ed è un indicatore di quanto il bacino può essere soggetto a rilevanti variazioni verticali della posizione della linea della neve.

Il parametro di flesso ζ , che può assumere solo valori maggiori di -1, si ricava ponendo l'uguaglianza tra l'integrale della curva ipsometrica e la quota media normalizzata del bacino, secondo l'equazione (4.8):

$$\frac{z_{media} - z_{min}}{z_{max} - z_{min}} = \frac{-\zeta + (1 + \zeta) \cdot \log(1 + \zeta)}{\zeta^2} \quad (4.8)$$

In particolare, valori di ζ negativi identificano bacini aventi curve ipsografiche caratterizzate da un primo tratto convesso e un secondo tratto concavo localizzato dopo il flesso, mentre all'aumentare del valore di ζ la forma cambia assumendo un andamento opposto.

4.2 Verifica dell'attendibilità del modello

Nel capitolo precedente è stata descritta in dettaglio la capacità del modello di riprodurre il meccanismo di formazione delle piene nei bacini di alta quota, considerando la precipitazione e lo scioglimento della neve come afflussi principali. Si intende ora verificare se la funzione di probabilità cumulata generata dal modello, ottenuta integrando insieme diversi processi, è in grado di riprodurre fedelmente il comportamento reale del bacino nella formazione del deflusso. Questa verifica è necessaria nel momento in cui si vuole estendere l'applicazione del modello a bacini non strumentati (*Allamano P., 2008*).

Per indagare l'attendibilità del modello associata ad un bacino, si esegue il confronto tra la curva di probabilità cumulata derivante dall'applicazione del metodo *Hypsometric* e la curva di probabilità cumulata relativa alle osservazioni di portata massima giornaliera, valutando la differenza tra il numero di portate estreme annuali, rappresentato dal parametro λ . I dati osservati sono inseriti nel grafico seguendo la plotting position di Hazen. Al fine di comprendere al meglio il procedimento, si effettua la verifica su due bacini italiani: Stura di Lanzo a Lanzo (ID 11022) e Corsaglia a Presa Centrale Molline (ID 11056). Per poter effettuare il paragone in

maniera più immediata, si riportano la curva Hypsometric e quella delle portate osservate, rappresentata attraverso la distribuzione di Gumbel, in carta probabilistica di Gumbel (vedi *Figura 4.5* e *Figura 4.6*).

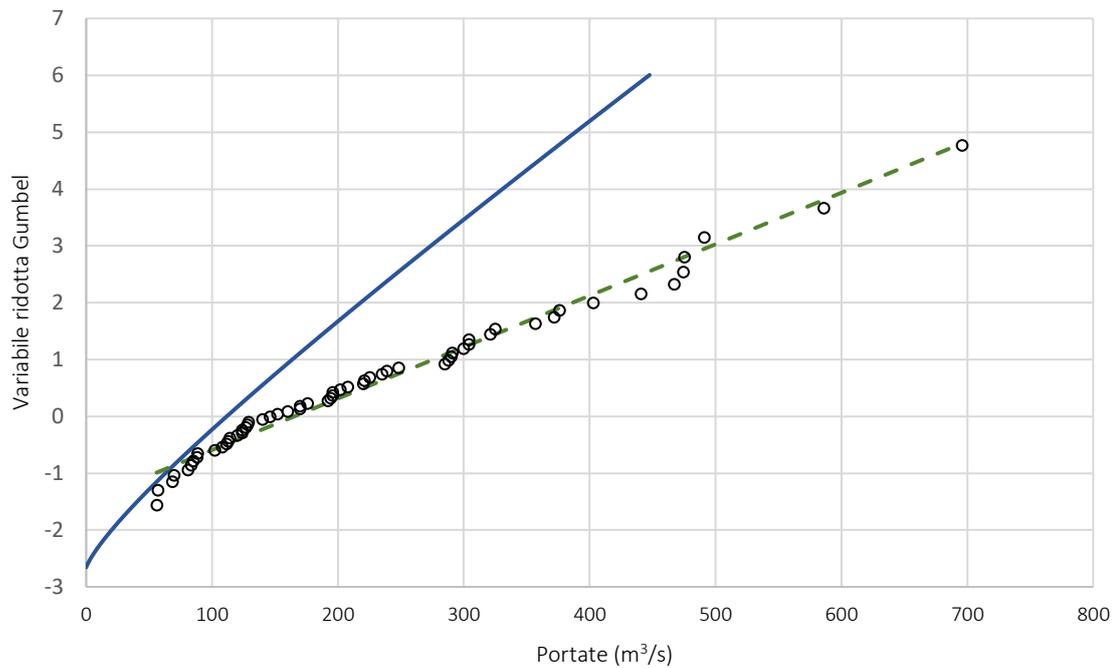


Figura 4.5 – Rappresentazione in carta probabilistica di Gumbel delle curve di probabilità cumulata (Stura di Lanzo a Lanzo, ID 11022). I cerchi neri rappresentano le portate osservate, mentre la linea a tratti verde è la distribuzione di Gumbel associata alle osservazioni. La linea continua blu rappresenta la curva derivante dall'applicazione del modello.

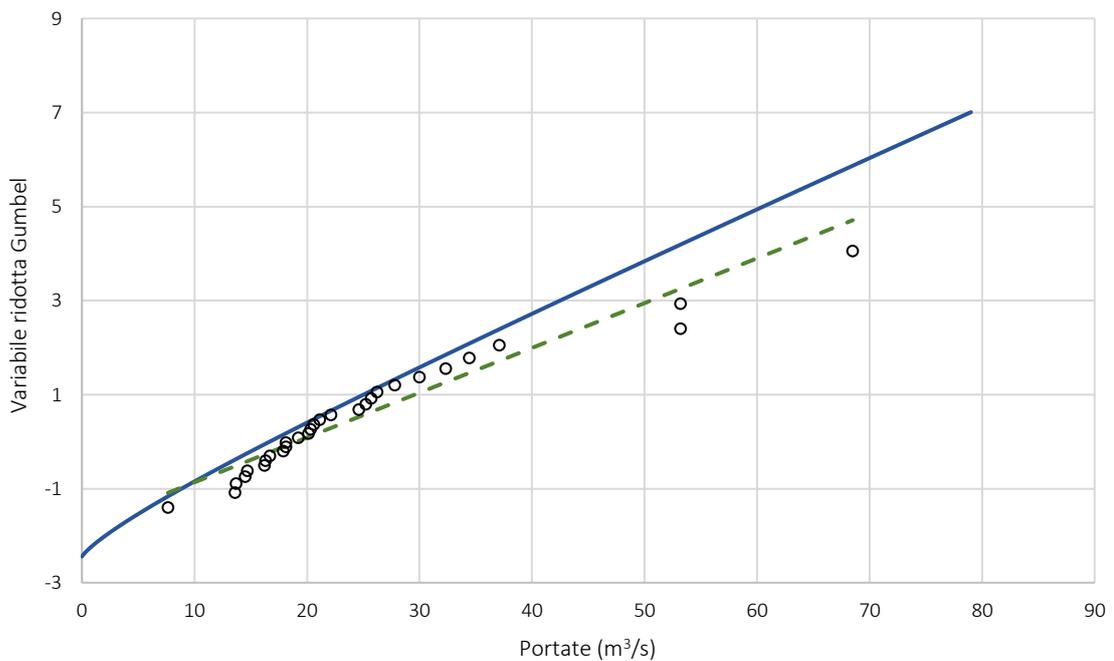


Figura 4.6 – Rappresentazione in carta probabilistica di Gumbel delle curve di probabilità cumulata (Corsaglia a Presa Centrale Molline, ID 11056). I cerchi neri rappresentano le portate osservate, mentre la linea a tratti verde è la distribuzione di Gumbel associata alle osservazioni. La linea continua blu rappresenta la curva derivante dall'applicazione del modello.

Osservando la *Figura 4.5* è possibile notare la differenza evidente tra la curva stimata con il modello e quelle “reale” determinata dalle osservazioni del bacino di Stura di Lanzo a Lanzo, mentre nel caso del bacino di Corsaglia a Presa Centrale Molline le due curve sembrano somigliarsi. La differenza tra le curve, osservata graficamente, è confermata, dal punto di vista analitico, esaminando i diversi valori del parametro λ .

Mentre il valore del numero di eventi estremi l’anno relativo alle portate giornaliere osservate, qui denominato $\lambda_{Q_{oss}}$, è direttamente ottenibile tramite la procedura descritta nel caso 4 del paragrafo precedente, per ricavare il λ_Q derivante dall’applicazione del modello si opera per via grafica. Per determinare graficamente λ_Q , dal momento che l’andamento della curva *Hypsometric* non è perfettamente una retta, ma risulta leggermente curvata, è necessario forzarla ad essere una Gumbel attraverso un’operazione di best fitting. In questo modo, poiché in carta di Gumbel la variabile Q (portata) è legata alla variabile ridotta Y da una legge lineare che mostra θ_1 come intercetta (parametro di posizione) e θ_2 come parametro che ne descrive la pendenza (parametro di scala), è possibile ricavare il valore di λ_Q .

$$Q = \theta_1 + \theta_2 Y(Q) \quad (4.9)$$

$$\lambda_Q = \exp\left(\frac{\theta_1}{\theta_2}\right) \quad (4.10)$$

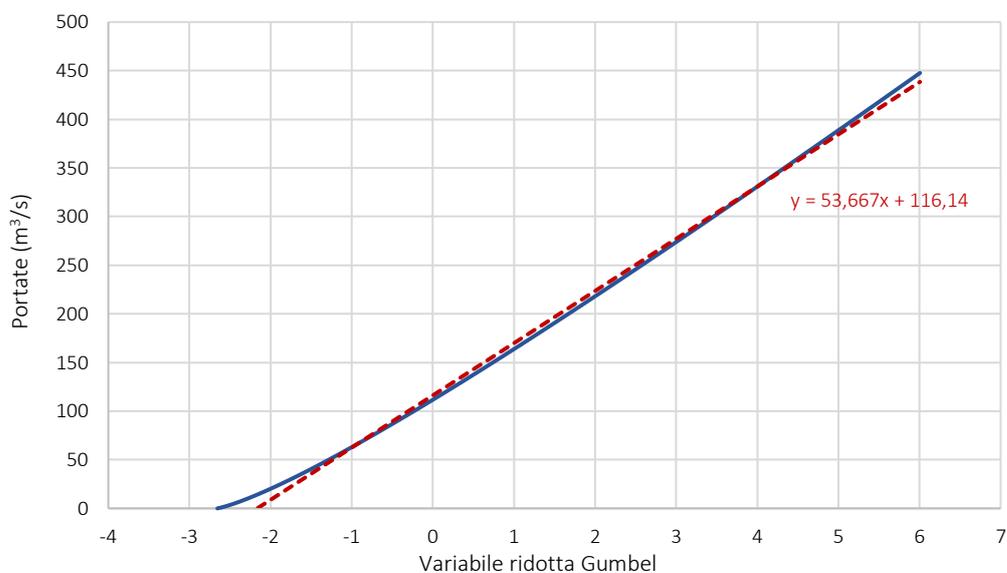


Figura 4.7 – Determinazione per via grafica del valore di λ_Q (Stura di Lanzo a Lanzo, ID 11022).

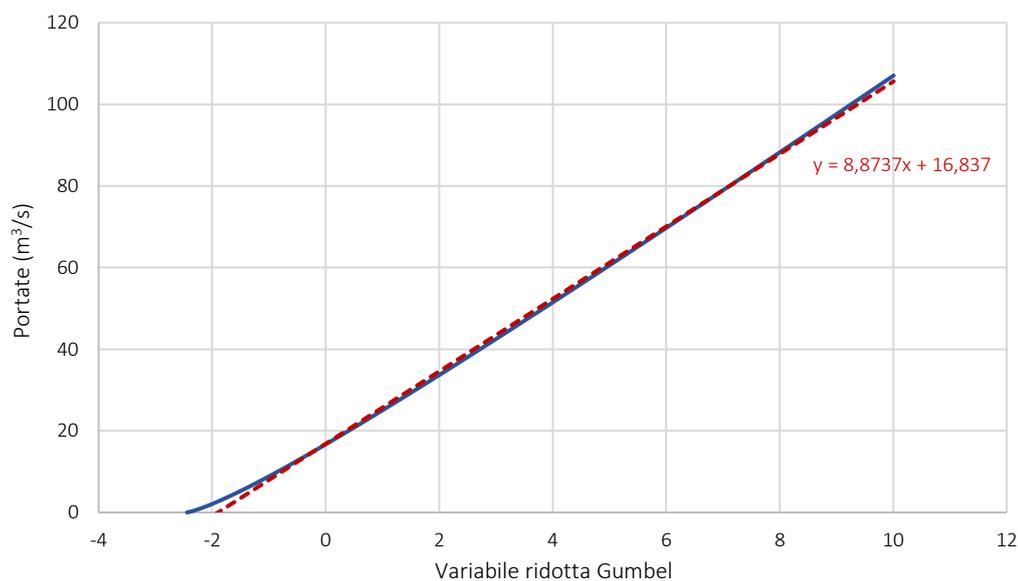


Figura 4.8 – Determinazione per via grafica del valore di λ_Q (Corsaglia a Presa Centrale Molline, ID 11056).

Si riportano di seguito i valori di λ_Q ottenuti per i due bacini (*Tabella 4.1*), i quali vengono messi a confronto con i valori di $\lambda_{Q_{oss}}$ e con il numero di precipitazioni estreme l'anno λ_P , utilizzato come parametro di input del modello considerando le serie di precipitazione giornaliera (*Tabella 4.2*).

Osservando i valori ottenuti è possibile confermare, nel caso del bacino Stura di Lanzo a Lanzo, la differenza tra la curva di probabilità cumulata costruita dal modello e quella relativa alle portate osservate. Nel caso di curve simili, caratterizzate dallo stesso andamento e determinanti un'uguale distribuzione di frequenza delle piene, il valore di λ_Q dovrebbe eguagliare quello di $\lambda_{Q_{oss}}$. Questo accade per il Corsaglia a Presa Centrale Molline, dove i valori di eventi l'anno sono pressochè identici, mentre nel caso dello Stura di Lanzo questa situazione non è verificata, anzi il modello sembra sovrastimare il numero degli eventi estremi. Sulla base di questo confronto si può dedurre l'incapacità del modello di riprodurre, in tutti i casi, la reale distribuzione di frequenza delle piene. Una possibile spiegazione può essere trovata nella semplicità insita nelle ipotesi di base del modello.

Bacino	θ_1 (m ³ /s)	θ_2 (m ³ /s)	λ_Q
Stura di Lanzo a Lanzo	116.14	53.67	8.7
Corsaglia a Presa Centrale Molline	16.84	8.87	6.7

Tabella 4.1 – Valori di ϑ_1 e ϑ_2 stimati graficamente e determinazione del valore di λ_Q .

Bacino	λ_Q	$\lambda_{Q_{oss}}$	λ_P
Stura di Lanzo a Lanzo	8.7	4.5	16.8
Corsaglia a Presa Centrale Molline	6.7	6.2	12.5

Tabella 4.2 – Confronto tra il valore di λ_Q e $\lambda_{Q_{oss}}$ e confronto tra λ_Q e λ_P .

Al contrario, il modello appare in grado di seguire bene la relazione empirica esistente tra le piogge e le portate. Infatti, il numero medio di eventi estremi annuali delle piogge risulta essere maggiore rispetto al numero di eventi di piena delle portate. Questa differenza tra λ_Q e λ_P è dovuta alle caratteristiche geo-morfoclimatiche del bacino che intervengono nel meccanismo di formazione delle piene e consente di ottenere un'informazione quantitativa sulle perdite relative alla trasformazione da afflussi a deflussi (Claps et al., 2002).

4.3 Criticità legate al parametro α

Ricordando l'equazione (3.2), il modello quantifica il contributo delle precipitazioni liquide considerando ciascun evento estremo caratterizzato da un'altezza di precipitazione h , modellata come variabile casuale descritta dalla curva di possibilità pluviometrica. Per ogni evento di pioggia, è quindi possibile stabilire l'intensità massima di precipitazione associata all'evento di durata d . La scelta della durata di riferimento costituisce un punto fondamentale nell'applicazione del modello, e allo stesso tempo porta con sé un elevato grado di incertezza.

La condizione che garantisce il minimo errore è quella che prevede l'utilizzo delle precipitazioni massime giornaliere, poiché la durata ad esse associata è pari ad un giorno; pertanto la portata q è una portata giornaliera. Nel caso in cui si considerano le precipitazioni estreme, si hanno a disposizione le serie dei massimi annui di precipitazioni relativi a diverse durate, generalmente 1h, 3h, 6h, 12h e 24h. Pertanto, considerando l'assunzione alla base del modello geomorfoclimatico per cui le precipitazioni estreme sono rappresentate da una distribuzione di Poisson, si avrà un valore di α diverso per ciascuna durata (α_{1h} , α_{3h} , α_{6h} , α_{12h} e α_{24h}). Infatti, a differenza del parametro λ che risulta indipendente dalla durata, l'intensità di precipitazione α non mostra il medesimo comportamento, bensì assume valori maggiori all'aumentare del valore di d . Questo andamento trova spiegazione nel fatto che il numero di eventi all'anno λ dipende solo dal coefficiente di variazione CV. Ciò può essere verificato esplicitando le espressioni (4.5) e (4.6), assumendo sempre che le piogge siano distribuite secondo il modello di Gumbel, caratterizzato dai parametri θ_1 e θ_2 :

$$\alpha = \theta_2 = \left(\frac{\sigma \sqrt{6}}{\pi} \right) \quad (4.11)$$

$$\lambda = \exp\left(\frac{\theta_1}{\theta_2}\right) = \exp\left(\frac{1}{\sqrt{6}} \frac{\pi}{CV} + \gamma_E\right) \quad (4.12)$$

Il numero di eventi l'anno λ dipende solo dal coefficiente di variazione CV. La variabilità di questa grandezza con la durata risulta essere piuttosto limitata, per cui si può assumere, con buona approssimazione, che CV abbia un valore costante, caratteristico del processo di precipitazione estrema, lungo l'arco delle durate comprese tra 1 ora e 24 ore. Il valore di α , dipendendo invece dalla deviazione standard, risulta legato alla scelta della durata critica, dal momento che σ non assume un valore costante al crescere di d. Di seguito, in *Tabella 4.3*, si riporta l'esempio per la stazione pluviometrica di Lanzo Torinese (codice 111).

	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h
Media μ	42.6	60.2	74.5	96.8	139.1
Dev. Standard σ	16.5	26.1	27.9	37.7	57.0
CV	0.39	0.43	0.37	0.39	0.41
α	12.8	20.3	21.8	29.4	44.4
λ	3.9	3.5	4.0	3.9	3.7

Tabella 4.3 – Parametri pluviometrici delle precipitazioni estreme relative a diverse durate (stazione pluviometrica di Lanzo Torinese, codice 111).

Se con il modello si intende riprodurre la curva di frequenza delle portate al colmo di piena, la durata associata all'altezza massima di pioggia da considerare può essere identificata con quella che massimizza il picco istantaneo di portata, ossia il tempo di corrivazione del bacino t_c , quando tutto il bacino contribuisce al deflusso. Appare evidente che il valore di t_c è diverso da bacino a bacino e, in particolare, avrà valori crescenti all'aumentare dell'area sottesa alla sezione di chiusura. Riferirsi al tempo di corrivazione permette quindi di evitare di andare a sottostimare il valore della portata al colmo, soprattutto per i bacini di ridotte dimensioni caratterizzate da quote medie elevate.

4.4 Analisi della sensitività del modello

In ultima analisi si procede con lo studio della sensitività del modello, con lo scopo di verificare la flessibilità del modello ad essere applicato a diversi tipi di bacini, aventi caratteristiche climatiche e geo-morfologiche differenti, e la sua capacità di adattarsi a diversi contesti climatici. L'analisi della sensitività consente di valutare gli effetti prodotti sulla generazione della curva di possibilità pluviometrica indotti dalla modifica dei valori delle variabili di ingresso nel modello. Pertanto si procede facendo variare un parametro di input alla volta e osservando la variazione delle curve di output.

4.4.1 Sensitività alle variazioni di quota

Per verificare la sensitività del modello alle variazioni di quota, si considera un bacino avente parametri idrologici e morfologici che vengono mantenuti fissi, mentre si fanno variare i suoi valori altimetrici. Come esempio di applicazione, si conduce l'analisi per il bacino valdostano di Ayasse a Champorcher (ID 11019) i cui parametri sono riportati di seguito in *Tabella 4.4* insieme alla curva ipsografica, mostrata in *Figura 4.9*.

<i>Ayasse a Champorcher</i>	
Quota max (m s.l.m.)	3181
Quota min (m s.l.m.)	1371
Quota media (m s.l.m.)	2372
Dislivello (m s.l.m.)	1810
Area (km ²)	41.85
P totale annua (mm)	1249.4
ζ	-0,336
α (mm/giorno)	46.5
λ (eventi/anno)	5

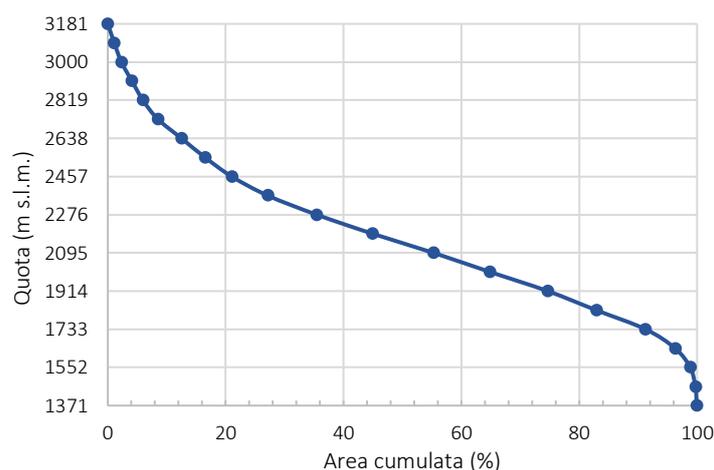


Tabella 4.4 – Parametri idrologici e morfologici (Ayasse a Champorcher, ID 11019).

Figura 4.9 – Curva ipsografica (Ayasse a Champorcher, ID 11019).

Il bacino in esame è classificato come High-Elevation sulla base dei valori regionali di ZT_{min} e ZT_{max} , considerati rispettivamente pari a 0 m s.l.m. e 3000 m s.l.m., che vengono presi anch'essi costanti durante tutta l'analisi. A partire dai valori altimetrici reali, si ipotizza quindi di traslare verso valle il bacino di 500 metri e 1000 metri, il che determina in entrambi i casi il passaggio alla tipologia

Bounded. Allo stesso tempo si esegue la traslazione verso monte sempre di 500 metri e 1000 metri; in questo caso il bacino non cambia la sua natura, ma viene trattato come un High-Elevation. E' possibile delineare così cinque configurazioni, riportate in *Tabella 4.5*, mostrando una diminuzione dell'area contribuyente man mano che il bacino viene traslato verso le quote più elevate, poiché la percentuale di area del bacino che si trova sopra i 3000 metri e che è soggetta all'accumulo della neve, sarà maggiore. Conseguentemente, il valore di λ^* , ossia il parametro λ diminuito di una quota parte che tiene conto della riduzione degli eventi di piena a causa dell'accumulo della neve durante il periodo invernale, non è costante, ma assume valori minori all'aumentare dell'altimetria del bacino, dal momento che dipende dalla quota minima.

Quota max (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	% Area > 3000 m	λ^*	Tipologia
2181	371	1372	0	4.4	Bounded
2681	871	1872	0	3.6	Bounded
3181	1371	2372	2.3	2.7	High Elevation
3681	1871	2872	18.7	1.9	High Elevation
4181	2371	3372	65.8	1.0	High Elevation

Tabella 4.5 – Configurazioni altimetriche considerate per l'analisi di sensitività del modello alle variazioni di quota (Ayasse a Champorcher, ID 11099). In grassetto si evidenzia la configurazione reale.

Di seguito, in *Figura 4.10*, si riporta il grafico rappresentante le curve di probabilità cumulata in carta probabilistica di Gumbel, ottenute attraverso l'applicazione del metodo Hypsometric per le cinque configurazioni altimetriche stabilite. All'aumentare della quota media del bacino è possibile notare come, per ogni valore di portata, le curve si spostino verso l'alto, determinando un aumento dei valori di variabile ridotta. Ciò significa che, traslando il bacino a quote più elevate, aumenta il tempo di ritorno legato ad ogni specifica portata, determinando una diminuzione della frequenza ad essa associata. Questo fenomeno può essere anche visualizzato mettendo a grafico la portata in funzione del tempo di ritorno, come mostrato in *Figura 4.11*. Si nota in questo modo la differenza di comportamento tra i bacini High Elevation e quelli Bounded: i primi sono soggetti a portate minori, dal momento che anche nei mesi più caldi una parte del bacino rimane coperta dalla neve, mentre nel caso dei secondi le portate registrate sono maggiori a causa della presenza del regime estivo caratterizzato dal completo scioglimento nivale.

Alla luce della seguente analisi di sensitività si può confermare la capacità del bacino di riprodurre, seppur in maniera semplificata, il comportamento delle diverse tipologie di bacini di alta quota aventi caratteristiche altimetriche differenti.

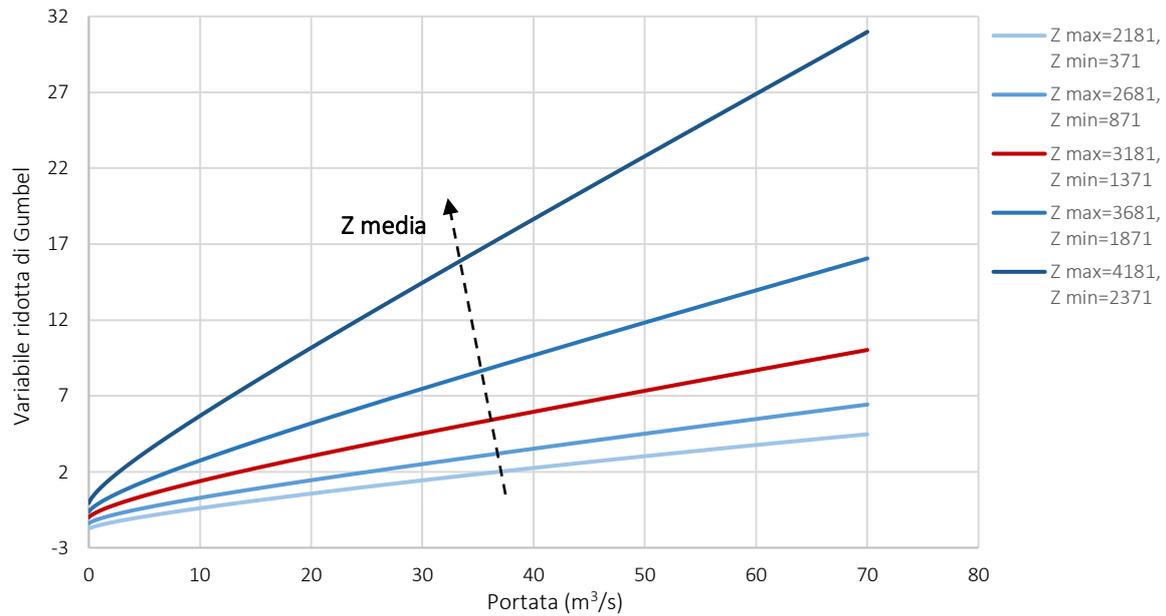


Figura 4.10 - Rappresentazione in carta probabilistica di Gumbel delle curve di probabilità cumulata relative alle diverse configurazioni altimetriche considerate. La curva rossa è relativa alla reale altimetria del bacino in esame.

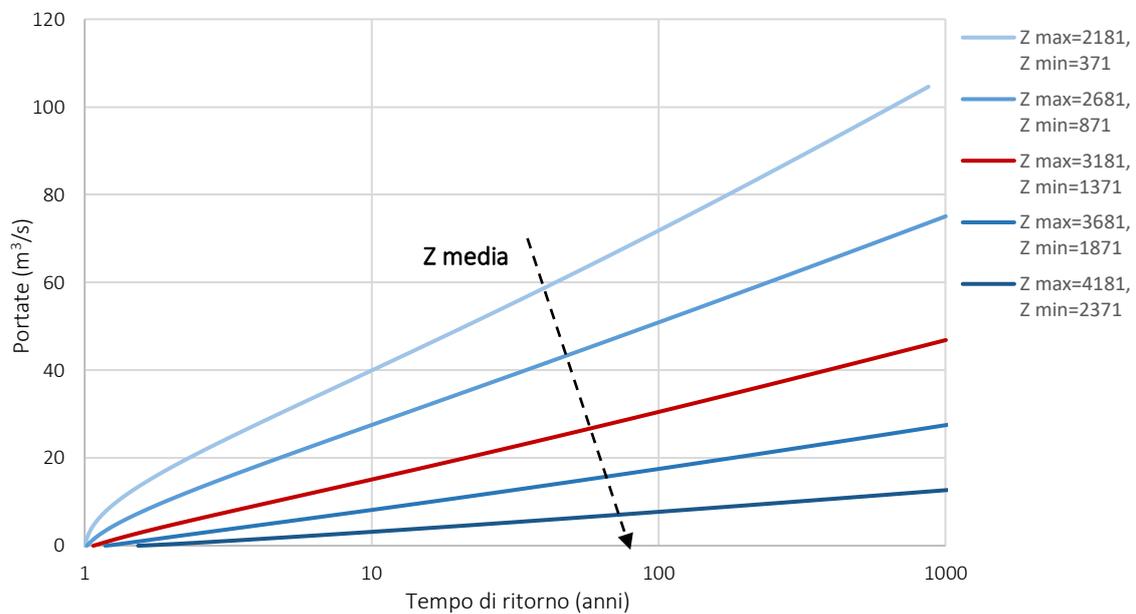


Figura 4.11 - Curve di probabilità cumulata (espressa attraverso il tempo di ritorno) relative alle diverse configurazioni altimetriche considerate. La curva rossa è relativa alla reale altimetria del bacino in esame.

4.4.2 Sensitività alla forma della curva ipsografica

In questa parte di analisi si vuole determinare come e quanto la forma della curva ipsografica del bacino possa influenzare la curva di frequenza delle piene generata dal modello. Come nel caso dell'analisi della sensitività alle variazioni di quota, si procede prendendo di nuovo in esame il bacino di Ayasse a Champorcher. Questa volta però la curva ipsografica non viene mantenuta

costante, ma la sua forma viene fatta variare andando a modificare il valore del suo parametro di flesso ζ . Pertanto, a partire dalle condizioni reali, mantenendo costante l'altimetria e i dati idrologici, si ipotizza un aumento del valore di ζ . Si delineano così sei configurazioni, riportate in *Tabella 4.6*, ognuna delle quali è caratterizzata da un valore crescente di ζ .

ζ	SM*
-0.366	0.0131
-0.173	0.0115
0.266	0.00922
0.505	0.00848
0.735	0.00794
1.479	0.00680

Tabella 4.6 – Configurazioni di ζ considerate per l'analisi di sensitività del modello alle variazioni della forma della curva ipsografica (Ayasse a Champorcher, ID 11099). In grassetto si riporta il parametro reale di ζ .

Di seguito, in *Figura 4.12*, si riporta il grafico rappresentante le curve di probabilità cumulata in carta probabilistica di Gumbel, ottenute attraverso l'applicazione del metodo Hypsometric per le sei configurazioni stabilite. Una diretta conseguenza dell'aumento del valore del parametro di flesso è la riduzione del valore del coefficiente di scioglimento delle neve SM*, che si traduce nella diminuzione del tempo di ritorno legato ad ogni specifica portata e nell'aumento della frequenza ad essa associata. Questo comportamento, che può essere anche visualizzato mettendo a grafico la portata in funzione del tempo di ritorno (*Figura 4.13*), è dovuto alla diretta influenza della forma della curva ipsografica sulla capacità di accumulo della neve da parte del bacino. Infatti, se il bacino è simmetrico e regolare, cioè non presenta superfici erosive e il valore del parametro di flesso ζ ad esso associato è positivo, l'accumulo della neve alle quote più elevate è notevole poiché la curva ipsografica si presenta concava a monte e convessa a valle. Al contrario, i bacini con curve che presentano una verticalizzazione nella parte a monte e che possiedono valori di ζ negativi, essendo caratterizzati da creste appuntite, non presentano superfici sommitali tali da consentire un sufficiente accumulo della neve. Pertanto, durante il periodo estivo, il volume di deflusso ottenuto dallo scioglimento nivale, quantificato attraverso il coefficiente SM* nella costruzione della curva di frequenza delle piene, sarà molto più rilevante per i bacini aventi il parametro di flesso ζ positivo, rispetto ai bacini caratterizzati da valori di ζ negativo.

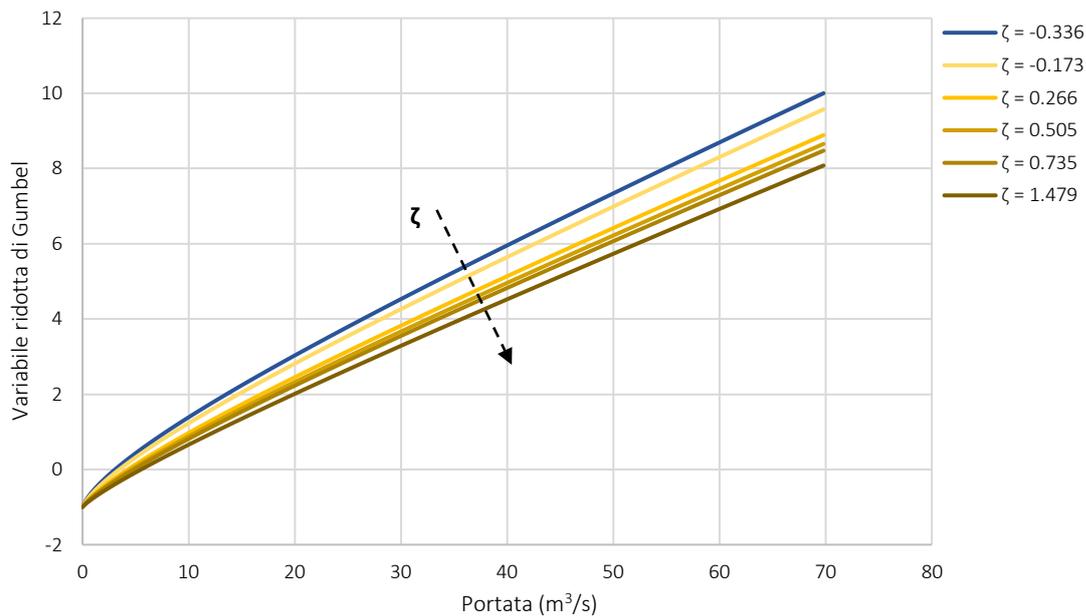


Figura 4.12 - Rappresentazione in carta probabilistica di Gumbel delle curve di probabilità cumulata relative alle diverse configurazioni di ζ considerate. La curva blu è relativa al valore reale di ζ del bacino in esame.

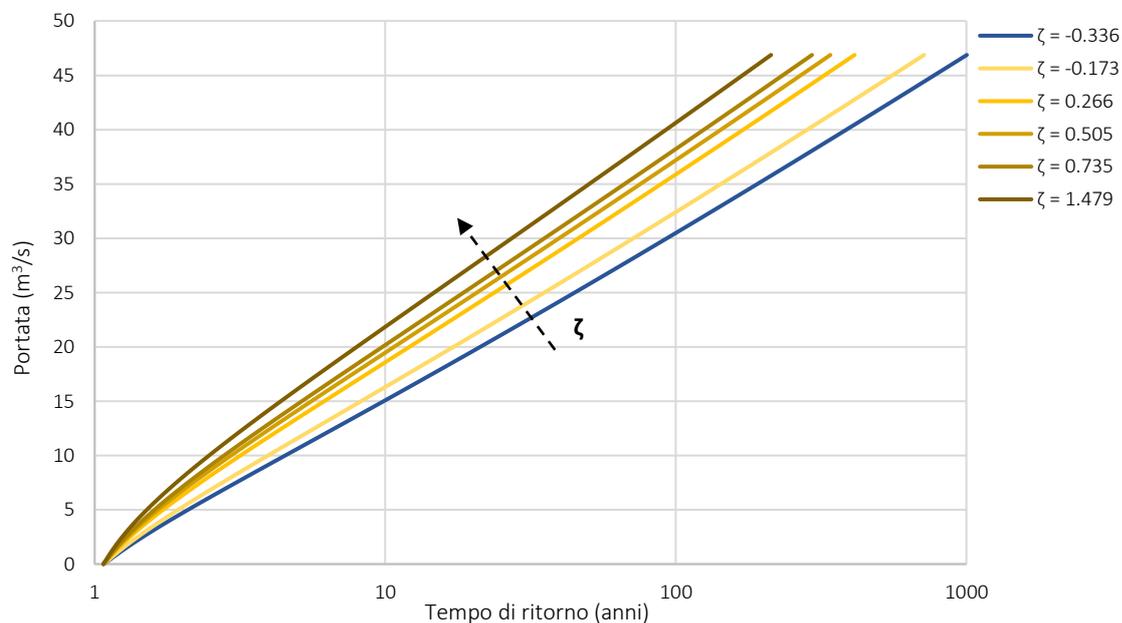


Figura 4.13 - Curve di probabilità cumulata (espressa attraverso il tempo di ritorno) relative alle diverse configurazioni di ζ considerate. La curva blu è relativa al valore reale di ζ del bacino in esame.

4.4.3 Sensitività ai cambiamenti climatici

In questo paragrafo si vuole dimostrare come il modello è in grado di valutare gli effetti prodotti dai cambiamenti climatici in termini di incremento delle temperature. Le basi fenomenologiche su cui si basa il modello sono tali per cui è possibile determinare gli spostamenti della curva di frequenza delle piene a fronte di un innalzamento delle quote dello zero termico. In generale le

variazioni climatiche sono identificate anche attraverso l'incremento o la diminuzione della precipitazioni media annua, ma, dal momento che l'analisi delle serie storiche dei massimi di precipitazione estrema ha rilevato una variazione molto bassa compresa tra lo 0.01% e lo 0.40%, si è deciso di riferirsi solo all'innalzamento della temperatura.

Si esegue quindi l'analisi della sensitività del modello a diversi scenari climatici, dai meno ai più gravi, simulando un aumento della temperatura ΔT da $+1^\circ\text{C}$ a $+4^\circ\text{C}$. Questa variazione influisce direttamente sulla curva che rappresenta lo zero termico, determinando un innalzamento della quota della neve e uno spostamento verso destra delle distribuzione di frequenza delle piene, in riferimento alla curva relativa alle condizioni attualmente presenti. Pertanto, per poter procedere all'applicazione del modello è necessario determinare i nuovi valori della minima e della massima quota dello zero termico, $ZT_{\min,\Delta T}$ e $ZT_{\max,\Delta T}$, corrispondenti ad uno specifico ΔT , partendo dai valori medi attuali ZT_{\min} e ZT_{\max} e applicando un gradiente termico verticale, determinato considerando le temperature medie annue della regione di appartenenza. I nuovi valori possono essere determinati dalle seguenti espressioni, dove α è il gradiente termico verticale espresso in $^\circ\text{C}/\text{km}$:

$$ZT_{\min,\Delta T} = ZT_{\min} + \frac{\Delta T}{\alpha} \cdot 1000 \quad (4.13)$$

$$ZT_{\max,\Delta T} = ZT_{\max} + \frac{\Delta T}{\alpha} \cdot 1000 \quad (4.14)$$

Volendo analizzare separatamente gli effetti delle variazioni climatiche in Italia, in Austria e in Svizzera, si deve quindi applicare un valore di gradiente termico pari a $5.5^\circ\text{C}/\text{km}$ se il bacino in esame appartiene al territorio italiano, mentre per il territorio svizzero e austriaco si osserva un valore di α all'incirca uguale e pari a $5^\circ\text{C}/\text{km}$, poichè la distribuzione della temperatura media con la quota risulta simile. In *Tabella 4.7* e *Tabella 4.8*, si riportano i nuovi limiti della quota dello zero termico relativi ai diversi scenari possibili, considerando i valori attuali di ZT_{\min} e ZT_{\max} uguali rispettivamente a 0 m s.l.m. e 3000 m s.l.m.

<i>Variazione di temperatura</i>	$ZT_{\min,\Delta T}$	$ZT_{\max,\Delta T}$
$\Delta T = +1^\circ\text{C}$	182	3182
$\Delta T = +2^\circ\text{C}$	364	3364
$\Delta T = +3^\circ\text{C}$	545	3545
$\Delta T = +4^\circ\text{C}$	727	3727

Tabella 4.7 – Valori della quota dello zero termico relativi ai diversi scenari possibili considerando un gradiente termico verticale pari a $5.5^\circ\text{C}/\text{km}$ (Italia).

<i>Variazione di temperatura</i>	$ZT_{\min,\Delta T}$	$ZT_{\max,\Delta T}$
$\Delta T = +1^\circ\text{C}$	200	3200
$\Delta T = +2^\circ\text{C}$	400	3400
$\Delta T = +3^\circ\text{C}$	600	3600
$\Delta T = +4^\circ\text{C}$	800	3800

Tabella 4.8 – Valori della quota dello zero termico relativi ai diversi scenari possibili considerando un gradiente termico verticale pari a $5^\circ\text{C}/\text{km}$ (Austria e Svizzera).

Il modello è stato applicato a due bacini italiani che presentano valori pluviometrici simili, sia in termini di precipitazione totale annua che di α e λ , e quota media superiore ai 2000 metri, rispettivamente Lys a Gressoney St. Jean, classificato come High-Elevation, e Stura di Demonte a Pianche, classificato come bacino Bounded. In questo modo è possibile confrontarli ed evidenziare eventuali differenze nel loro comportamento in funzione di una variazione di temperatura. Di seguito si riportano le caratteristiche geo-morfologiche e climatiche dei due bacini (Tabella 4.9); i valori di α e λ utilizzati derivano dalle serie di precipitazioni massime giornaliere.

Bacino	Quota max (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	ζ	P tot annua (mm/anno)	α (mm/giorno)	λ (eventi/anno)
Lys a Gressoney St.Jean	4427	1398	0.735	969.7	19.3	17.4
Stura di Demonte a Pianche	2980	972	-0.252	959.7	17.8	17.2

Tabella 4.9 - Caratteristiche geo-morfologiche e climatiche dei bacini italiani selezionati per l'analisi di sensitività.

L'incremento di temperatura determina lo spostamento verso destra della curva di frequenza delle piene, che risultato tanto più rilevante maggiore è il valore di ΔT . Questo spostamento determina un duplice effetto: l'aumento della portata, per un fissato tempo di ritorno, e la diminuzione del tempo di ritorno, per un fissato valore di portata. Nelle figure successive si riporta l'analisi di sensitività del modello relativa ai diversi scenari di innalzamento della temperatura per i due bacini selezionati, mostrando gli effetti appena detti.

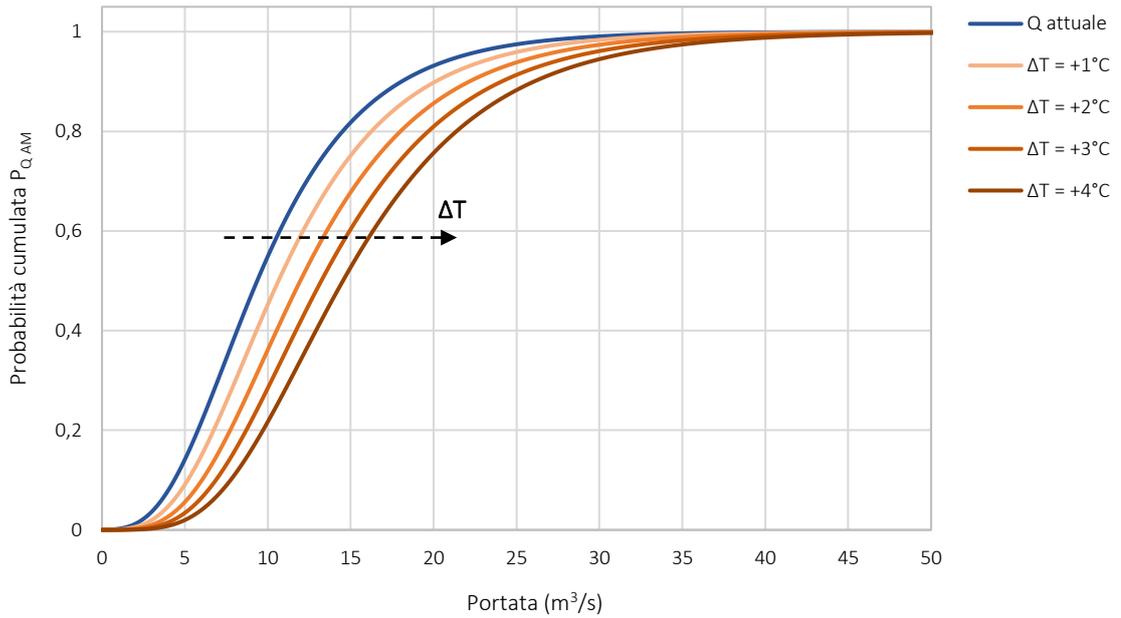


Figura 4.14 – Curva di probabilità relativa alle condizioni attuali e ai diversi scenari di variazione della temperatura del bacino di Lys a Gressoney St. Jean (High-Elevation).

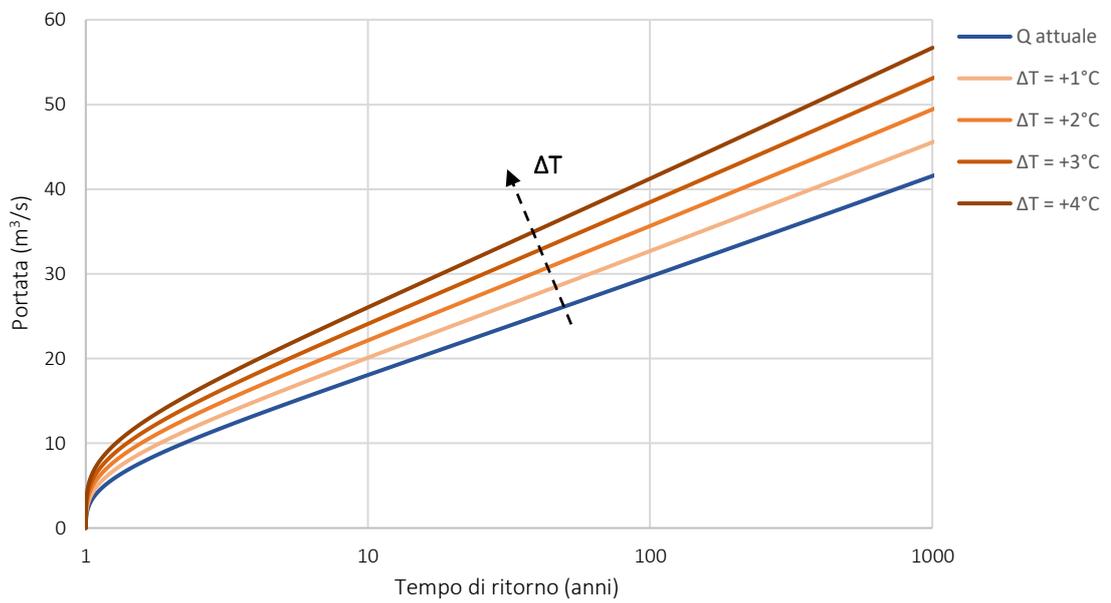


Figura 4.15 – Curva di probabilità (espressa attraverso il tempo di ritorno) relativa alle condizioni attuali e ai diversi scenari di variazione della temperatura del bacino di Lys a Gressoney St. Jean (High-Elevation).

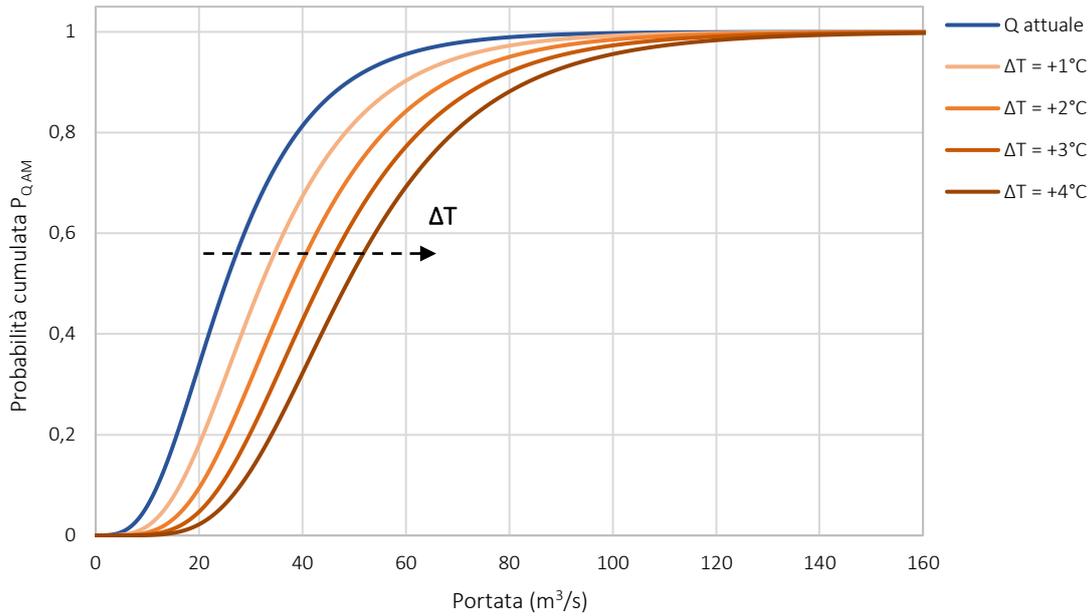


Figura 4.16 – Curva di probabilità relativa alle condizioni attuali e ai diversi scenari di variazione della temperatura del bacino di Stura di Demonte a Pianche (Bounded).

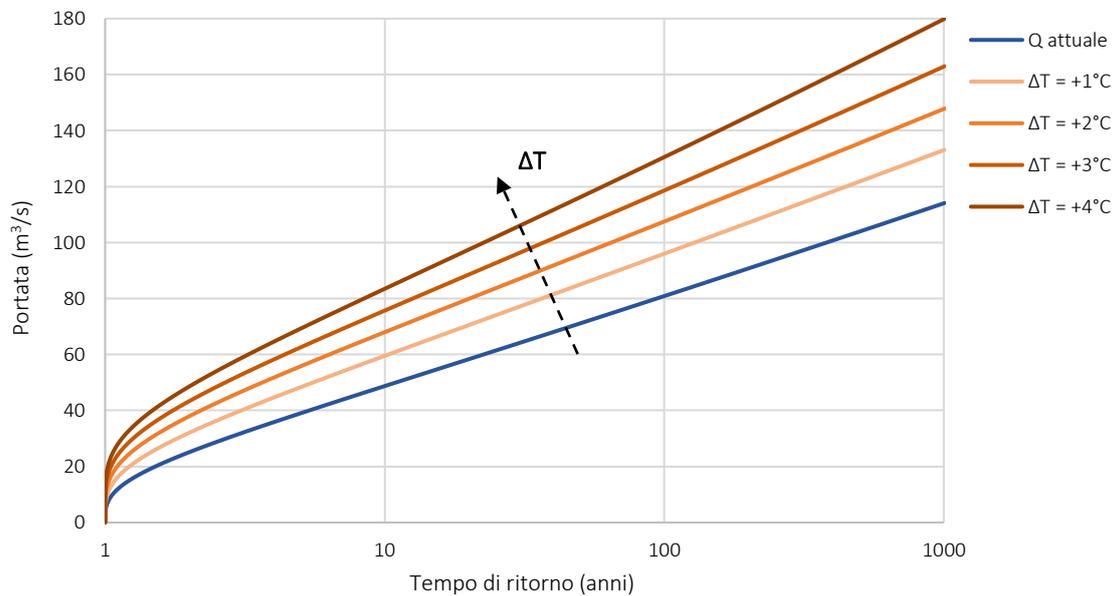


Figura 4.17 – Curva di probabilità (espressa attraverso il tempo di ritorno) relativa alle condizioni attuali e ai diversi scenari di variazione della temperatura del bacino di Stura di Demonte a Pianche (Bounded).

Considerando i tempi di ritorno 20 anni, 50 anni e 100 anni, si applica il modello con lo scopo di dimostrare il legame tra la portata e il ΔT . Osservando i risultati ottenuti, riportati nelle tabelle successive, è infatti possibile confermare per tutti i tempi di ritorno analizzati un incremento della portata ad essi associata, che risulta essere tanto più elevato quanto più grave si considera lo

scenario. Infatti, rispetto alla portata attuale, l'aumento minore si osserva per un ΔT uguale a $+1^\circ\text{C}$, mentre l'incremento maggiore si ha per un ΔT pari a $+4^\circ\text{C}$.

RP (anni)	Lys a Gressoney St.Jean		Stura di Demonte a Pianche	
	Q attuale (m ³ /s)	Q $\Delta T=+1^\circ\text{C}$ (m ³ /s)	Q attuale (m ³ /s)	Q $\Delta T=+1^\circ\text{C}$ (m ³ /s)
20	21.6	23.8	58.4	70.5
50	26.2	28.9	71	85
100	29.7	32.7	80.9	96

Tabella 4.10 – Confronto tra le portate attuali e le portate relative ad un incremento di temperatura di 1°C .

RP (anni)	Lys a Gressoney St.Jean		Stura di Demonte a Pianche	
	Q attuale (m ³ /s)	Q $\Delta T=+2^\circ\text{C}$ (m ³ /s)	Q attuale (m ³ /s)	Q $\Delta T=+2^\circ\text{C}$ (m ³ /s)
20	21.6	26	58.4	78
50	26.2	31.6	71	95.6
100	29.7	35.7	80.9	107.5

Tabella 4.11 – Confronto tra le portate attuali e le portate relative ad un incremento di temperatura di 2°C .

RP (anni)	Lys a Gressoney St.Jean		Stura di Demonte a Pianche	
	Q attuale (m ³ /s)	Q $\Delta T=+3^\circ\text{C}$ (m ³ /s)	Q attuale (m ³ /s)	Q $\Delta T=+3^\circ\text{C}$ (m ³ /s)
20	21.6	28.4	58.4	88.6
50	26.2	34.1	71	105.6
100	29.7	38.5	80.9	118.6

Tabella 4.12 – Confronto tra le portate attuali e le portate relative ad un incremento di temperatura di 3°C .

RP (anni)	Lys a Gressoney St.Jean		Stura di Demonte a Pianche	
	Q attuale (m ³ /s)	Q $\Delta T=+4^\circ\text{C}$ (m ³ /s)	Q attuale (m ³ /s)	Q $\Delta T=+4^\circ\text{C}$ (m ³ /s)
20	21.6	30.6	58.4	97.5
50	26.2	36.7	71	116.1
100	29.7	41.2	80.9	130.3

Tabella 4.13 – Confronto tra le portate attuali e le portate relative ad un incremento di temperatura di 4°C .

Le variazioni climatiche non solo aumentano la portata, ma determinano anche una maggiore frequenza delle piene. Per quantificare il grado con cui una piena aumenta la sua frequenza, si ricorre al *Return Period Ratio* (RPR) definito come il rapporto tra il periodo di ritorno attuale di un evento di piena e il periodo di ritorno relativo alla portata in condizioni alterate, ossia in presenza di un innalzamento della temperatura ΔT . Questo coefficiente assume dunque valori maggiori di

1 se una piena diventa più frequente all'aumentare della temperatura, mentre rimane circa pari ad 1 se la variazione non produce effetti su tempo di ritorno della portata indagata.

Considerando la portata di piena attuale relativa ai tempi di ritorno 20 anni, 50 anni e 100 anni, è stato possibile determinare la probabilità di accadimento di tale portata per i diversi scenari possibili. In questo modo è stato calcolato il tempo di ritorno associato alle condizioni alterate, con successiva definizione del valore di RPR. Nelle seguenti tabelle si riportano i risultati ottenuti.

RP (anni)	<i>Lys a Gressoney St.Jean</i>		<i>Stura di Demonte a Pianche</i>	
	RP $_{\Delta T=+1^{\circ}\text{C}}$ (anni)	RPR	RP $_{\Delta T=+1^{\circ}\text{C}}$ (anni)	RPR
20	13	1.5	9	2.2
50	31	1.6	21	2.4
100	57	1.8	38	2.6

Tabella 4.14 – Confronto tra i tempi di ritorno attuali delle piene e relativi ad un incremento di temperatura di 1°C.

RP (anni)	<i>Lys a Gressoney St.Jean</i>		<i>Stura di Demonte a Pianche</i>	
	RP $_{\Delta T=+2^{\circ}\text{C}}$ (anni)	RPR	RP $_{\Delta T=+2^{\circ}\text{C}}$ (anni)	RPR
20	9	2.2	5	4.0
50	20	2.5	12	4.2
100	35	2.9	21	4.8

Tabella 4.15 – Confronto tra i tempi di ritorno attuali delle piene e relativi ad un incremento di temperatura di 2°C.

RP (anni)	<i>Lys a Gressoney St.Jean</i>		<i>Stura di Demonte a Pianche</i>	
	RP $_{\Delta T=+3^{\circ}\text{C}}$ (anni)	RPR	RP $_{\Delta T=+3^{\circ}\text{C}}$ (anni)	RPR
20	7	2.9	4	5.0
50	14	3.6	8	6.3
100	24	4.2	13	7.7

Tabella 4.16 – Confronto tra i tempi di ritorno attuali delle piene e relativi ad un incremento di temperatura di 3°C.

RP (anni)	<i>Lys a Gressoney St.Jean</i>		<i>Stura di Demonte a Pianche</i>	
	RP $_{\Delta T=+4^{\circ}\text{C}}$ (anni)	RPR	RP $_{\Delta T=+4^{\circ}\text{C}}$ (anni)	RPR
20	5	4.0	3	6.7
50	10	5.0	5	10.0
100	17	5.9	9	11.1

Tabella 4.17 – Confronto tra i tempi di ritorno attuali delle piene e relativi ad un incremento di temperatura di 4°C.

Per tutti gli scenari climatici considerati il valore del RPR è sempre maggiore di 1, pertanto è possibile confermare una comune diminuzione del tempo di ritorno associato ad un dato evento di piena in seguito all'incremento di temperatura, che si traduce in un aumento della frequenza degli eventi estremi. Ovviamente il valore del RPR cresce in funzione della gravità dello scenario considerato. Questo andamento è determinato dall'incremento di giorni dell'anno nei quali l'intera area del bacino contribuisce alla formazione della portata, specialmente nel caso dei bacini classificati Bounded. Inoltre, è possibile che alcuni bacini High-Elevation, a causa della traslazione verso l'alto della curva che rappresenta lo zero termico, assumano il comportamento di un Bounded, dal momento che la loro quota massima diventa inferiore allo ZT_{max} . Questa traslazione influisce sul valore dell'area contribuyente che, seppur per un breve periodo, diventa pari ad uno.

Inoltre, la seguente analisi di sensitività condotta consente di confermare i trend positivi delle serie storiche delle portate al colmo di piena evidenziati nel *Capitolo 2*. L'azione del riscaldamento climatico è quindi in grado di produrre incrementi di portata (*Bloeschl et al., 2019*), determinando un aumento del rischio idraulico nei bacini montani di alta quota.

5. APPLICAZIONE DEL MODELLO

In questo capitolo si testa il modello applicandolo a 23 bacini alpini localizzati nel Nord-Ovest dell'Italia, selezionati in modo da rispettare i criteri descritti nel *Capitolo 1* (quota media maggiore di 1000 m s.l.m., numero di osservazioni maggiore di 10 anni e nessuna presenza di laghi o dighe a monte della sezione di chiusura). Lo scopo è quello di ottenere la curva di probabilità cumulata stimata con il metodo Hypsometric per ognuno dei bacini (si veda *Allegato 8*), a partire dalle serie storiche dei massimi di precipitazione areale giornaliera. Di seguito, in *Tabella 5.1*, si riportano le caratteristiche principali dei bacini considerati, indicando in blu i bacini classificati Bounded e in nero quelli High-Elevation.

Bacino	Area (km ²)	Quota max (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	ζ	P totale (mm/anno)
Mastallone a Ponte Folle	146.6	2417	492	0.505	1747.6
Lys a Gressoney St. Jean	90.4	4427	1398	0.735	969.7
Rutor a Promise	45.0	3414	1508	-0.254	1127
Ayasse a Champorcher	41.85	3119	1372	-0.336	1249.4
Dora Riparia a Oulx	257.5	3258	1079	0.001	792.7
Po a Crissolo	37.3	3704	1294	0.923	1007.4
Grana a Monterosso	109.6	2607	711	0.488	1006.2
Tanaro a Ponte Nava	1048.5	2612	788	0.543	954.8
Corsaglia a Presa C. Molline	89.4	2593	643	0.316	1123.9
Tanaro a Nucetto	374.9	2612	453	1.409	994.5
Stura di Demonte a Gaiola	559.9	2980	661	0.009	1024
Stura di Demonte a Pianche	179.7	2980	972	-0.252	959.7
Rio Bagni a Bagni Vinadio	61.2	2932	1257	-0.144	1048.9
Toce a Candoglia	1539.4	4488	203	1.649	1397.7
Ticino a Bellinzona	1517	3396	226	0.286	1560
Sesia a Ponte Aranco	702.9	4471	328	3.026	1530
Dora Baltea a Aosta	1846.4	4727	547	0.722	1048.6
Dora Baltea a Tavagnasco	3319.9	4727	259	0.739	990.6
Orco a Pont Canavese	613.4	3835	429	0.435	1201.6
Stura Lanzo a Lanzo	578.4	3633	461	0.700	1182.9
Dora Riparia a S. Antonino di Susa	1037.9	3577	385	0.169	801.9
Chisone a Fenestrelle	154.1	3228	1153	0.118	786.8
Chisone a S. Martino	580.5	3228	417	0.208	921.8

Tabella 5.1 – Caratteristiche morfologiche e climatiche dei bacini considerati nell'applicazione del modello.

Oltre alle caratteristiche morfologiche e climatiche, per l'applicazione del modello è necessario determinare i valori di α_p e λ_p in input. Come già dichiarato, si è deciso di impiegare le precipitazioni massime giornaliere. Dal momento che si considera quindi una durata pari a 24 ore,

per determinare la distribuzione di frequenza delle piene relativa alle portate osservate, ci si riferisce alle serie storiche dei massimi di portata giornaliera. Nello specifico, per calcolare il valore di $\alpha_{Q_{oss}}$ è stato considerato un valore di coefficiente di deflusso C pari a 0.5. Inoltre, si è stabilito che il regime termometrico medio della regione a cui appartengono i bacini in esame sia caratterizzato da una curva dello zero termico avente come estremi ZT_{min} pari a 0 m s.l.m. e ZT_{max} uguale a 3000 m s.l.m.

Bacino	$\mu_{Q_{oss}}$ (m ³ /s)	$CV_{Q_{oss}}$	α_p (mm/giorno)	$\alpha_{Q_{oss}}$ (mm/giorno)	λ_p (eventi/anno)	$\lambda_{Q_{oss}}$ (eventi/anno)
Mastallone a Ponte Folle	171.8	0.68	46.3	105.9	9.7	3.1
Lys a Gressoney St. Jean	19.1	0.24	19.3	6.9	17.4	92.2
Rutor a Promise	12.0	0.28	12.8	9.2	21.5	43.1
Ayasse a Champorcher	12.6	0.37	46.5	15.1	5.0	14.7
Dora Riparia a Oulx	29.5	0.50	13.8	7.5	19.3	6.3
Po a Crissolo	12.6	1.30	31.6	59.5	9.1	1.3
Grana a Monterosso	25.1	0.93	19.9	30.8	16.6	1.9
Tanaro a Ponte Nava	54.9	0.56	38.4	28.2	4.5	4.6
Corsaglia a Presa C. Molline	25.1	0.54	20.1	20.4	12.5	6.2
Tanaro a Nucetto	157.6	0.56	27.7	32.0	8.5	4.6
Stura di Demonte a Gaiola	70.2	0.38	12.4	6.4	41.1	14.0
Stura di Demonte a Pianche	28.8	0.77	17.8	16.4	17.2	2.5
Rio Bagni a Bagni Vinadio	14.1	0.85	16.4	25.6	21.1	2.2
Toce a Candoglia	696.7	0.48	29.2	29.2	16.2	7.0
Ticino a Bellinzona	607.2	0.38	16.9	20.6	57.5	13.7
Sesia a Ponte Aranco	628.8	0.66	34.8	80.3	13.7	3.3
Dora Baltea a Aosta	221.8	0.32	12.1	5.1	15.3	27.3
Dora Baltea a Tavagnasco	497.8	0.40	14.0	8.1	19.9	11.8
Orco a Pont Canavese	205.9	0.50	26.2	22.4	11.8	6.2
Stura Lanzo a Lanzo	225.5	0.62	25.9	32.2	16.8	3.8
Dora Riparia a S. Antonino di Susa	84.0	0.43	12.3	4.6	23.4	9.6
Chisone a Fenestrelle	16.9	0.54	21.2	8.1	9.4	5.0
Chisone a S. Martino	117.5	0.78	24.7	21.2	6.9	2.5

Tabella 5.2 – Parametri caratteristici delle serie dei massimi di precipitazione giornaliera e portata giornaliera.

Successivamente si procede con l'operazione di calibrazione dei parametri caratteristici del modello (μ_Q , CV_Q , α_Q e λ_Q), con lo stesso procedimento adottato nel capitolo precedente, ossia operando per via grafica dopo aver forzato la curva di probabilità cumulata ottenuta ad essere una Gumbel, mediante un'operazione di best fitting (Tabella 5.3). Da questo punto di vista la procedura di calibrazione è impiegata per determinare i valori dei parametri caratteristici sulla base dei loro effetti. Operare in questo modo espone ad alcuni rischi, primo tra tutti quello di degradare il modello geo-morfoclimatico, che è basato su processi fisici specifici, ad un modello

totalmente empirico a causa dell'operazione di fitting. D'altro canto, questa analisi grafica consente di effettuare un paragone e un confronto diretto, seppur di primo livello, con la curva di probabilità cumulata delle portate osservate, così da poter validare la capacità del modello di riprodurre il comportamento reale dei bacini di alta quota nella formazione delle piene.

Bacino	μ_Q (m ³ /s)	CV _Q	θ_1 (m ³ /s)	θ_2 (m ³ /s)	α_Q (mm/giorno)	λ_Q (eventi/anno)
Mastallone a Ponte Folle	83.0	0.53	63.4	34.1	73.5	6.4
Lys a Gressoney St. Jean	10.8	0.54	8.1	4.6	15.4	6.0
Rutor a Promise	3.6	0.59	2.7	1.7	9.2	4.9
Ayasse a Champorcher	3.5	0.64	2.5	1.8	10.4	4.2
Dora Riparia a Oulx	30.6	0.50	23.7	12.0	15.6	7.2
Po a Crissolo	6.1	0.91	3.6	4.4	16.8	2.3
Grana a Monerosso	29.6	0.46	23.5	10.6	39.8	9.2
Tanaro a Ponte Nava	42.3	0.80	27.0	26.4	31.6	2.8
Corsaglia a Presa C. Molline	22.0	0.52	16.8	8.9	32.7	6.7
Tanaro a Nucetto	115.0	0.54	86.9	48.8	40.0	5.9
Stura di Demonte a Gaiola	93.2	0.36	78.2	25.9	24.1	20.5
Stura di Demonte a Pianche	29.4	0.55	22.1	12.5	21.1	5.9
Rio Bagni a Bagni Vinadio	10.1	0.57	7.5	4.5	20.5	5.2
Toce a Candoglia	451.3	0.45	360.2	157.9	40.6	9.8
Ticino a Bellinzona	375.2	0.34	318.6	98.1	36.3	25.8
Sesia a Ponte Aranco	245.5	0.51	189.0	97.9	47.0	6.9
Dora Baltea a Aosta	166.0	0.47	130.7	61.2	12.3	8.5
Dora Baltea a Tavagnasco	413.4	0.44	332.1	140.8	17.3	10.6
Orco a Pont Canavese	124.5	0.56	93.1	54.4	26.1	5.5
Stura Lanzo a Lanzo	147.1	0.47	116.1	53.7	34.5	8.7
Dora Riparia a S. Antonino di Susa	120.5	0.37	100.7	34.4	16.6	18.6
Chisone a Fenestrelle	20.6	0.64	14.6	10.3	16.3	4.1
Chisone a S. Martino	96.7	0.70	66.1	53.0	19.7	3.5

Tabella 5.3 – Valori dei parametri caratteristici del modello ottenuti attraverso l'operazione di calibrazione.

Poiché per alcuni bacini si osservano valori medi di portata osservata e stimata molto diversi, è possibile effettuare un confronto in termini di variabilità attraverso il coefficiente di variazione, analizzando il CV della distribuzione stimata con il modello e quella relativa alle portate osservate. In generale è possibile stabilire che i bacini classificati Bounded presentano una maggiore dispersione dei dati rispetto ai bacini High-Elevation, sia nel caso delle portate osservate che per quelle stimate. Inoltre, per entrambe le tipologie di bacini, il modello sembra riprodurre curve aventi all'incirca lo stesso valore di coefficiente di variazione; nello specifico per i bacini Bounded in media si ha un valore di CV pari a 0.54, mentre per quelli High-Elevation il valore medio di CV è uguale a 0.52.

Per constatare quanto il modello sia in grado di riprodurre le condizioni reali, si valuta la differenza tra i parametri caratteristici, α e λ , della curva di probabilità osservata e della curva *Hypsometric*. Pertanto si ricavano il rapporto tra λ_Q e $\lambda_{Q_{oss}}$ e il rapporto tra α_Q e $\alpha_{Q_{oss}}$, entrambi in valore assoluto (Tabella 5.4). Per i bacini Bounded, il valore di λ_Q è maggiore rispetto a quello di $\lambda_{Q_{oss}}$, poiché in media il rapporto tra i due risulta pari a circa 2.03. Questo può portare a pensare che, nel caso di questa tipologia di bacini, il modello vada a sovrastimare l'effetto dello scioglimento della neve durante l'anno, che si traduce in un numero più alto di giorni, rispetto a quello reale, in cui il bacino contribuisce totalmente alla generazione del deflusso. La diretta conseguenza dovuta all'errore di stima del processo da parte del modello si traduce in un aumento cospicuo del numero di eventi di piena all'anno. Nel caso dei bacini High-Elevation, il valore medio del rapporto è circa pari 1.15, motivo per cui si può assumere che la differenza tra il valore di valore di λ_Q e quello di $\lambda_{Q_{oss}}$ sia minima. Per quanto riguarda il parametro α , essendo in generale il rapporto uguale ad un valore medio di 1.53, il modello restituisce un valore maggiore rispetto a quello relativo alle portate osservate.

Bacino	$ \lambda_Q/\lambda_{Q_{oss}} $	$ \alpha_Q/\alpha_{Q_{oss}} $	$ \theta_1 Q/\theta_1 Q_{oss} $	$ \theta_2 Q/\theta_2 Q_{oss} $
Mastallone a Ponte Folle	2.05	0.69	0.61	0.37
Lys a Gressoney St. Jean	0.06	2.24	0.50	1.26
Rutor a Promise	0.11	1.01	0.27	0.63
Ayasse a Champorcher	0.29	0.69	0.26	0.48
Dora Riparia a Oulx	1.15	2.07	1.13	1.05
Po a Crissolo	1.79	0.28	1.14	0.34
Grana a Monterosso	4.85	1.29	2.02	0.58
Tanaro a Ponte Nava	0.60	1.12	0.73	1.09
Corsaglia a Presa C. Molline	1.08	1.60	0.97	0.85
Tanaro a Nucetto	1.28	1.25	0.82	0.70
Stura di Demonte a Gaiola	1.46	3.76	1.43	1.25
Stura di Demonte a Pianche	2.30	1.29	1.38	0.73
Rio Bagni a Bagni Vinadio	2.41	0.80	1.04	0.48
Toce a Candoglia	1.39	1.39	0.71	0.61
Ticino a Bellinzona	1.89	1.76	0.67	0.54
Sesia a Ponte Aranco	2.06	0.59	0.48	0.30
Dora Baltea a Aosta	0.31	2.39	0.34	0.39
Dora Baltea a Tavagnasco	0.90	2.14	0.87	0.91
Orco a Pont Canavese	0.89	1.16	0.63	0.68
Stura Lanzo a Lanzo	2.28	1.07	0.80	0.49
Dora Riparia a S. Antonino di Susa	1.95	3.59	1.59	1.34
Chisone a Fenestrelle	0.82	2.01	1.26	1.45
Chisone a S. Martino	1.40	0.93	1.02	0.74

Tabella 5.4 – Confronto tra la curva di probabilità cumulata definita con il modello e delle portate osservate, in termini di parametri α e λ e di parametri di Gumbel ϑ_1 e ϑ_2 .

Si effettua anche un confronto tra il modello e le osservazioni in termini di parametri della distribuzione di Gumbel θ_1 e θ_2 (Tabella 5.4). Osservando il rapporto dei θ_1 è possibile affermare che attraverso il modello si ottengono mediamente portate inferiori rispetto a quelle osservate, soprattutto nel caso dei bacini valdostani con quota media elevata. In termini di θ_2 , parametro che controlla la pendenza della curva, non è possibile stabilire un comportamento univoco.

Nonostante quanto discusso, il modello si dimostra in grado di descrivere in modo sufficientemente accurato, per tutti i bacini analizzati, la relazione empirica esistente tra le piogge e le portate, dal momento che il numero di eventi estremi annui relativo alle precipitazioni presentano valori maggior rispetto a quello delle portate (Claps et al., 2002; Claps & Laio, 2003). Al contrario, come si può vedere in Tabella 5.5, l'analisi riferita alle osservazioni non sembra seguire correttamente questa relazione. Infatti, in alcuni casi, i parametri α e λ delle portate risultano fino a cinque volte maggiori di quelli relativi alle precipitazioni.

Bacino	$\lambda_{Q_{oss}}/\lambda_P$	λ_Q/λ_P	$\alpha_P/\alpha_{Q_{oss}}$	α_P/α_Q
Mastallone a Ponte Folle	0.32	0.66	0.44	0.63
Lys a Gressoney St. Jean	5.31	0.34	2.81	1.25
Rutor a Promise	2.00	0.23	1.39	1.39
Ayasse a Champorcher	2.92	0.84	3.08	4.48
Dora Riparia a Oulx	0.33	0.37	1.83	0.88
Po a Crissolo	0.14	0.25	0.53	1.88
Grana a Monterosso	0.11	0.55	0.65	0.50
Tanaro a Ponte Nava	1.03	0.62	1.36	1.21
Corsaglia a Presa C. Molline	0.50	0.53	0.98	0.61
Tanaro a Nucetto	0.55	0.70	0.87	0.69
Stura di Demonte a Gaiola	0.34	0.50	1.94	0.52
Stura di Demonte a Pianche	0.15	0.34	1.08	0.84
Rio Bagni a Bagni Vinadio	0.10	0.25	0.64	0.80
Toce a Candoglia	0.43	0.60	1.00	0.72
Ticino a Bellinzona	0.24	0.45	0.82	0.46
Sesia a Ponte Aranco	0.24	0.50	0.43	0.74
Dora Baltea a Aosta	1.79	0.56	2.36	0.99
Dora Baltea a Tavagnasco	0.59	0.53	1.73	0.81
Orco a Pont Canavese	0.53	0.47	1.17	1.01
Stura Lanzo a Lanzo	0.23	0.52	0.80	0.75
Dora Riparia a S. Antonino di Susa	0.41	0.80	2.66	0.74
Chisone a Fenestrelle	0.53	0.44	2.62	1.30
Chisone a S. Martino	0.36	0.50	1.16	1.25

Tabella 5.5 – Verifica delle relazione empirica tra piogge e portate, nel caso del modello e delle osservazioni.

Analizzando i risultati ottenuti, si può affermare che per alcuni bacini il modello si dimostra efficace e fedele nella determinazione della distribuzione di frequenza delle piene, mentre per altri bacini ciò non avviene. Pertanto, in ultima analisi, si conduce una valutazione riguardante il coefficiente di deflusso C , parametro impiegato nella trasformazione afflussi-deflussi alla base del modello. Tale coefficiente esprime il rapporto tra i deflussi (volume d'acqua defluito alla sezione di chiusura del bacino) e gli afflussi (precipitazioni) e, in generale, è calcolato su un periodo di un anno. Per ragioni di semplicità, fino a questo momento, il modello è stato applicato assumendo un C pari a 0.5. Per completezza di trattazione però risulta necessario verificare quanto questo parametro sia influente nella determinazione della curva di probabilità. Inoltre si vuole stabilire se sia possibile ottenere una migliore stima della curva, riapplicando il modello con il giusto coefficiente di deflusso.

Si procede, quindi, con un'operazione di taratura del valore effettivo del coefficiente di deflusso dei bacini, sulla base dell'espressione del parametro di scala della distribuzione di probabilità cumulata derivante dal modello:

$$C\alpha = \frac{\mu}{(\ln \lambda + \gamma_E)} \quad (5.1)$$

Dal momento che il coefficiente di deflusso influisce sul parametro α , per ottenere il valore effettivo di C si uguagliano i valori di α_Q e $\alpha_{Q_{oss}}$, assumendo che quest'ultimi siano esprimibili attraverso l'espressione (5.1).

$$\frac{\mu_Q}{C_{0.5}(\ln \lambda_Q + \gamma_E)} = \frac{\mu_{Q_{oss}}}{C_{eff}(\ln \lambda_{Q_{oss}} + \gamma_E)} \quad (5.2)$$

A partire dall'uguaglianza (5.2) è possibile esplicitare il valore di C_{eff} per ogni bacino in analisi. I valori del parametro C_{eff} riferiti a tutti i bacini sono riportati in *Tabella 5.6*.

Valutando la relazione esistente tra le piogge e le portate, di cui è possibile osservare i risultati in *Tabella 5.5*, è emersa la presenza di alcuni bacini che registrano valori di α relativi alle portate molto maggiori dei valori di α delle precipitazioni. Per questi bacini si riscontra un coefficiente di deflusso effettivo diverso da 0.5, che in alcuni casi supera addirittura l'unità. Per questo è necessario stabilire l'influenza di questo parametro nella determinazione della curva di probabilità cumulata, attraverso l'applicazione del modello, ma questa volta considerando in input il valore di C_{eff} . A tal fine si prendono come esempio il bacino Rio Bagni a Bagni Vinadio e il bacino Po a Crissolo. Nel caso primo caso, la curva di probabilità ottenuta è molto più corretta rispetto a quella stimata attraverso $C = 0.5$; infatti il valore dei parametri α e λ è circa lo stesso di

quelli relativi alle osservazioni ($\alpha_Q = 26.5$ mm/giorno, $\lambda_Q = 1.7$ eventi/anno). Lo stesso comportamento non può essere confermato per il bacino Stura di Lanzo a Lanzo, poiché la curva ottenuta considerando C_{eff} si discosta ancora molto da quella dei dati osservati.

Infine, per i bacini che registrano C_{eff} prossimi a 0.5, come nel caso del bacino Lys a Gressoney St. Jean e il bacino Dora Baltea ad Aosta, può essere confermata l'incapacità del modello di riprodurre fedelmente la reale distribuzione di frequenza delle piene.

Bacino	C_{eff}
Mastallone a Ponte Folle	1.5
Lys a Gressoney St. Jean	0.4
Rutor a Promise	0.8
Ayasse a Champorcher	1.1
Dora Riparia a Oulx	0.5
Po a Crissolo	1.8
Grana a Monterosso	1.0
Tanaro a Ponte Nava	0.5
Corsaglia a Presa C. Molline	0.6
Tanaro a Nucetto	0.8
Stura di Demonte a Gaiola	0.4
Stura di Demonte a Pianche	0.8
Rio Bagni a Bagni Vinadio	1.2
Toce a Candoglia	0.9
Ticino a Bellinzona	1.0
Sesia a Ponte Aranco	1.8
Dora Baltea a Aosta	0.5
Dora Baltea a Tavagnasco	0.6
Orco a Pont Canavese	0.8
Stura Lanzo a Lanzo	1.1
Dora Riparia a S. Antonino di Susa	0.4
Chisone a Fenestrelle	0.4
Chisone a S. Martino	0.7

Tabella 5.6 – Taratura del valore effettivo del coefficiente di deflusso dei bacini.

Alla luce dei risultati ottenuti dall'applicazione del modello è possibile notare comportamenti ampiamente eterogenei tra i bacini analizzati, tali per cui la classificazione in bacini High-Elevation e in bacini Bounded, basata sui regimi climatici annuali, non sembra essere sufficiente. E' quindi necessario delineare una classificazione più specifica e maggiormente approfondita, in modo da creare delle "categorie di comportamento" dei bacini alpini in merito alla formazione delle piene.

CONCLUSIONI

Mediante l'applicazione della regressione con i minimi quadrati è stato possibile indagare i trend temporali delle portate al colmo di piena delle singole stazioni, osservando la presenza di andamenti positivi e negativi. Per avere un quadro più completo sono stati analizzati nel dettaglio i quantili 0.25, 0.50, 0.75 e 0.95 delle portate al colmo di piena attraverso il metodo statistico della *quantile regression*, il quale è stato in grado di dimostrare un effettivo incremento nel tempo degli eventi estremi, in particolare nei confronti del quantile 0.95. Successivamente, l'uso della regressione per quantili multipla, ha potuto consolidare tale risultato, poiché, anche dopo aver depurato i dati di portata dall'influenza della quota media e dell'area, il trend identificato esiste ed è significativo. E' così possibile confermare la presenza di un aumento dell'intensità e della frequenza delle portate di piena nel corso degli ultimi anni.

In seguito è stato analizzato il modello sviluppato su base geomorfoclimatica, basato sul regime annuale della temperatura e sulla distribuzione altimetrica del bacino. Essendo la realtà idrologica complessa e difficile da schematizzare, il modello si sviluppa su ipotesi semplificative riguardanti i processi principali alla base dei meccanismi di formazione della piena in ambiente di alta montagna, ossia il deflusso diretto delle precipitazioni e il contributo delle neve. Queste ipotesi si sono dimostrate in alcuni casi non abbastanza realistiche. Infatti, attraverso l'applicazione del modello e il confronto con la distribuzione di frequenza delle piene relative alle portate giornaliere osservate, è stata confermata la sua incapacità di riprodurre fedelmente il comportamento di tutti i bacini alpini. Pertanto, per capire se intervengono altri fenomeni rilevanti nel processo di formazione del deflusso, occorre domandarsi se sia necessario considerare la data di accadimento di una piena. Questo perchè la neve durante i mesi invernali accumulandosi riveste il ruolo di serbatoio, riducendo così il rischio di piena, mentre nella stagione estiva tende a sciogliersi, aggiungendo un contributo alle piogge e determinando una situazione più pericolosa.

L'applicazione del modello ha inoltre consentito di validare, per la maggior parte dei bacini analizzati, la relazione empirica tra piogge e portate estreme, che si identifica con la prevalenza del numero di eventi all'anno delle prime sulle seconde. La restante parte dei bacini, rappresentata prevalentemente da quelli aventi quota media elevata, registra un andamento opposto, il quale può essere in parte giustificato dal rilevante contributo dello scioglimento nivale nel meccanismo di formazione della piena. Bisogna però considerare che la forte variabilità e i

frequenti errori nella misurazione delle precipitazioni nei siti in alta quota (*Sevruk, 1983*) creano delle difficoltà nell'operazione di validazione del modello. Inoltre, le discrepanze riscontrate, soprattutto nel caso dei bacini della Valle d'Aosta, sono testimoniate dalla registrazione di bilanci negativi, determinati da volumi di deflusso che sono storicamente superiori alle piogge misurate.

L'esame delle condizioni di applicazione del modello ha permesso di evidenziare l'interdipendenza dei parametri geomorfologici e idrologici all'interno della struttura analitica del modello, sottolineando la prevalenza della distribuzione altimetrica e delle condizioni climatiche nella determinazione della curva di frequenza delle piene. Tra gli obiettivi futuri, emerge la necessità di indagare meglio la qualità del dato idrologico utilizzato nell'applicazione del modello e, poiché in alcuni casi lo schema del modello appare troppo semplificato per rappresentare bacini complessi, sarebbe opportuno valutare l'impatto di una precipitazione non costante durante l'anno e indagare l'effetto della pioggia sulla neve, poiché l'interazione tra le due rappresenta un meccanismo di innesco significativo degli eventi di piena in ambito montano.

Per concludere, nonostante il modello non sia sempre in grado, a causa della sua semplicità, di ricreare in maniera attendibile il reale meccanismo di formazione delle piene, esso può essere usato a scopo diagnostico per la determinazione del comportamento delle diverse tipologie di bacini di alta quota e per la rivalutazione del rischio idraulico a fronte dei cambiamenti climatici.

BIBLIOGRAFIA

- [1] Allamano, P., P. Claps & F. Laio (2009), Global warming increases flood risk in mountainous area, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L24404.
- [2] Allamano, P., P. Claps & F. Laio (2009), An analytical model of the effects of catchment elevation on the flood frequency distribution, *Water Resour. Res.*, 45, W01402.
- [3] Allamano, P., E. Bartolini, P. Claps & F. Laio (2010), Effetti di variazioni climatiche sul rischio di piena nei bacini alpini, *XXXII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*.
- [1] Auer, I., R. Böhm, A. Jurkovic, W. Lipa, A. Orlik, R. Potzmann, W. Schöner, M. Ungersböck, C. Matulla, K. Briffa, P. Jones, D. Efthymiadis, M. Brunetti, T. Nanni, M. Maugeri, L. Mercalli, O. Mestre, J.M. Moisselin, M. Bergert, G. Müller-Westermeier, V. Kveton, O. Bockniecek, P. Stastny, M. Lapin, S. Szalai, T. Szentimrey, T. Cegnar, M. Dolinar, M. Gajic-Capka, K. Zaninovic, Z. Majstorovic & E. Nieplova (2007), HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region, *Int. J. Climatol.*, 27, 17-46.
- [2] Beniston, M. (2006), Mountain weather and climate: A general overview and focus on climatic change in the Alps.
- [3] Chimani, B., C. Matulla, R. Böhm & M. Hofstätter (2013), A new high resolution absolute temperature grid for the Greater Alpine Region back to 1780, *Int. J. Climatol.*, 33, 2129-2141.
- [4] Claps, P., F. Laio & P. Villani (2002), Assessment of extreme flood production mechanisms through POT analysis of daily data.
- [5] Claps, P. & F. Laio (2003), Can continuous streamflow data support flood frequency analysis? An alternative to the partial duration series approach, *Water Resour. Res.*, 39, 8, 1216.
- [6] Claps, P. & F. Laio (2003), Peak over threshold analysis of flood and rainfall frequency curves, *ESF LESC Exploratory Workshop*.
- [7] Dumas, D. (2013), Changes in temperature and temperature gradients in the French Northern Alps during the last century, *Theoretical and Applied Climatology*, Springer Verlag, 111, pp.223-233.
- [8] Gobiet, A., S. Kotlarski, M. Beniston, G. Heinrich, J. Rajczak, M. Stoffel (2013), 21st century climate change in the European Alps – A review.

- [9] Hiebl, J., I. Auer, R. Böhm, W. Schöner, M. Maugeri, G. Lentini, J. Spinoni, M. Brunetti, T. Nanni, M. Perčec Tadić, Z. Bihari, M. Dolinar & G. Müller-Westermeier (2009), A high-resolution 1961-1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region.
- [10] Isotta, F.A., C. Frei, V. Weilguni, M. Perčec Tadić, P. Lassègues, B. Rudolf, V. Pavan, C. Cacciamani, G. Antolini, S.M. ratto, M. Munari, S. Micheletti, V. Bonati, C. Lussana, C. Ronchi, E. Panettieri, G. Marigo & G. Vertačnik (2014), The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data, *Int. J. Climatol.*, 34, 1657-1675.
- [11] Koenker, R. and S. Portnoy (1999), Quantile regression.
- [12] Koenker, R. and F. Hallock (2001), Quantile regression, *Journal of Economic Perspectives*, Volume 15, Number 4, Pages 143-156.
- [13] Napoli, A., A. Crespi, F. Ragone, M. Maugeri & C. Pasquero (2019), Variability of orographic enhancement of precipitation in the Alpine region.
- [14] Sevruk, B. (1983), Correction of measured precipitation in the Alps using the water equivalent of the new snow, *Nord. Hydrol.*, 14(2), 49-58.
- [15] Sivapalan, M. (2003), Prediction in ungauged basins: a grand challenge for theoretical hydrology, *Hydrol. Process.*, 17, 3136-3170.
- [16] Schneeberger, K., O. Rössler & R. Weingartner (2018), Spatial patterns of frequent floods in Switzerland, *Hydrological Sciences Journal*, 63:6, 895-908.
- [17] Villarini, G., J. A. Smith, F. Serinaldi, A. A. Ntelekos & Ulrich Schwarz (2012), Analyses of extreme flooding in Austria over the period 1951-2006, *Int. J. Climatol.*, 32, 1178-1192.

ALLEGATI

ALLEGATO 1 – Caratteristiche idrologiche e morfologiche dei bacini selezionati

Nel presente allegato si struttura in tre sezioni specifiche relative ad Austria, Italia e Svizzera, ognuna composta da due tabelle. Nello specifico, nella *Tabella A* si riportano le caratteristiche geo-morfologiche dei bacini alpini d'alta quota selezionati, calcolate attraverso l'analisi dei DTM dei singoli bacini, mentre in *Tabella B*, per ogni stazione, si indicano l'anno di inizio e l'anno di fine registrazione, il numero di picchi osservati negli anni e il valore della portata al colmo di piena media rilevata.

A1.1 - Italia

Tabella A: Caratteristiche morfologiche

Codice	Bacino	Est	Nord	Quota max (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Area (km ²)	ζ
11001	Sarca di Nambron a Pian di Nambron	635264	5118637	3184	2339	1376	21	-0.178
11005	Adda a Fuentes	534567	5110177	3963	1859	201	2578	0.429
11007	Brembo a Ponte Briolo	547267	5067317	2839	1187	260	749	1.373
11008	Serio a Ponte Cene	564310	5071039	2957	1336	365	460	1.153
11011	S. Bernardino a Santino	462832	5089696	2245	1253	280	121	0.029
11012	Toce a Cadarese	450467	5125992	3293	2144	730	187	-0.267
11013	Toce a Candoglia	455247	5090657	4488	1671	203	1539	1.649
11015	Mastallone (Sesia) a Ponte Folle	442083	5075487	2417	1324	492	147	0.505
11016	Rutor (Dora Baltea) a Promise	341062	5062853	3414	2554	1508	45	-0.254
11017	Savara a Eau Rouse	360242	5047894	3916	2694	1650	81	0.266
11018	Artanavaz a St Oyen	360183	5075749	3167	2230	1351	69	0.101
11019	Ayasse a Champorcher	392518	5052993	3119	2364	1372	42	-0.336
11020	Dora Baltea a Tavagnasco	408854	5043555	4727	2085	259	3320	0.739
11021	Orco a Pont Canavese	391455	5030182	3835	1928	429	613	0.435
11022	Stura di Lanzo a Lanzo	380917	5014005	3633	1769	461	578	0.700
11023	Chisone a Soucheres Basses	338740	4987933	3228	2226	1506	94	0.641
11024	Chisone a S. Martino	363869	4971770	3228	1734	417	580	0.208
11025	Grana a Monterosso	367078	4918842	2607	1534	711	110	0.488
11026	Tanaro a Ponte di Nava	410758	4885835	2612	1569	788	149	0.543
11027	Tanaro a Nucetto	425280	4910519	2612	1224	453	375	1.409
11029	Stura di Demonte a Gaiola	373774	4910281	2980	1817	661	560	0.009
11030	Gesso della Valletta	371058	4901682	3139	2096	912	111	-0.173
11031	Gesso di Entracque	368064	4901375	3178	1886	815	160	0.325
11040	Po a Crissolo	354451	4950954	3704	2240	1294	37	0.923
11050	Cervo (Sesia) a Passobreve	424990	5053388	2508	1493	586	75	0.184
11051	Dora Baltea ad Aosta	371847	5065981	4727	2262	547	1846	0.722
11052	Evançon a Champoluc	400630	5075832	4157	2635	1553	102	0.668
11053	Lys (Dora Baltea) a Gressoney St. Jean	408449	5071177	4427	2637	1398	90	0.735
11054	Dora Riparia a Ulzio (Oulx)	329119	4988888	3258	2168	1079	257	0.001
11055	Dora Riparia a S. Antonio di Susa	362906	4996791	3577	1898	385	1038	0.169
11056	Corsaglia (Tanaro) a Presa Centrale Molline	407071	4904931	2593	1529	643	89	0.316
11058	Stura di Demonte a Pianche	349455	4907337	2980	2073	972	180	-0.252
11059	Rio Bagni a Bagni di Vinadio	347105	4906010	2932	2138	1257	61	-0.144
11074	Sesia a Campertogno	424653	5072656	4471	2113	828	171	1.479
11075	Sesia a Ponte Aranco	444885	5061708	4471	1496	328	703	3.026
11077	Chisone a Fenestrelle	346024	4989051	3228	2152	1153	154	0.118
11081	Sarca a Ponte Plaza	640275	5117680	3140	2003	1156	69	0.555

Codice	Bacino	Est	Nord	Quota max (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Area (km ²)	ζ
11091	Dora Baltea a Ponte di Mombardone	344228	5069841	4727	2402	1011	372	1.157
11093	Lys a d'Ejola	407799	5078900	4427	3110	1812	30	0.022
11094	Stura di Viù a Usseglio	359557	5010289	3517	2375	1280	79	0.065
11095	Dora di Bardonecchia a Beaulard	324755	4990299	3328	2187	1122	207	0.109
11096	Varaita a Rore	359268	4937167	3700	2111	837	278	0.393
11097	Tanaro a Ormea	413186	4889264	2612	1512	719	175	0.633
11102	Po a S.Mauro Torinese	403969	4997721	3704	1081	195	7654	4.018
11103	Po a Casale Monferrato	457083	4999277	4727	1251	103	13756	4.185
11106	Adda a Tirano	589647	5118637	3757	2167	425	908	-0.128
11117	Breuil a Alpette	336956	5064247	3072	2459	1797	28	-0.109
11122	Cannobino a Traffiume	475222	5100470	2126	1107	208	107	0.208
11125	Chiavanne a Alpette	336855	5064354	3164	2485	1792	22	-0.030
11126	Chiusella a Gurzia	402638	5030792	2792	1374	421	142	0.814
11129	Dora Baltea a Mazzè	417900	5017085	4743	1883	206	3854	1.223
11130	Dora di Rhemes a Notre Dame	353389	5048222	3562	2664	1717	69	-0.077
11135	Dora Riparia a Torino Ponte Washington	399394	4992175	3583	1655	211	1322	0.542
11141	Grand'Eyvia a Cretaz	370040	5053146	3902	2583	1476	113	0.301
11142	Isorno a Pontetto	448127	5111126	2670	1617	340	70	-0.251
11143	Lys a Guillemore	411124	5058000	4487	2260	912	202	1.120
11144	Maira a Racconigi	394538	4957991	3196	1326	256	976	1.307
11145	Maira a Saretto	335576	4927181	3196	2411	1521	56	-0.172
11146	Maira a San Damiano Macra	361439	4927199	3196	1899	710	452	0.139
11149	Marmore a Perreres	392605	5084497	4383	2739	1839	55	1.462
11150	Melezet a Melezet	315867	4991349	3164	2389	1497	43	-0.190
11154	Orco a San Benigno Canavese	406313	5011059	3885	1567	212	838	1.233
11156	Pellice a Villafranca Piemonte	381346	4963166	3234	1542	250	953	0.498
11157	Po a Carignano	396682	4973652	3760	1101	222	3956	4.175
11164	Rutor a La Joux	341334	5061405	3343	2570	1600	42	-0.289
11166	San Bernardino a Trobaso	464983	5088294	2277	1211	216	129	0.109
11167	Stura di Demonte a Fossano	398628	4930850	3197	1518	310	1327	0.637
11169	Sermenza a Rimasco	427374	5078429	2878	1855	893	82	0.097
11172	San Giovanni a Possaccio	465266	5089297	2131	1002	216	54	0.720
11173	Stura di Lanzo a Torino	398253	4996117	3618	1368	214	880	1.714
11176	Stura di Viù a Malciaussia	354204	5007535	3430	2622	1794	26	-0.036
11177	Tanaro a Alba	422666	4950663	3197	1072	157	3385	2.515
11178	Tanaro a Garesio	421310	4894772	2622	1435	574	249	0.617
11180	Tanaro a Piantorre	418169	4918794	2622	1067	337	500	2.094
11184	Toce a Lago d'Avino	433177	5122226	3479	2550	2212	6	3.501
11185	Toce a Lago Busin	451099	5133475	2849	2524	2370	3	2.050
11186	Toce a Lago del Sabbione	449883	5141238	3331	2765	2417	14	1.071
11187	Toce a Lago Vannino	451161	5136937	3175	2527	2147	12	1.223
11188	Varaita a Castello	345174	4941766	3242	2406	1570	68	0.000
11189	Varaita Rossana	376220	4934616	3716	1797	493	402	0.784

Codice	Bacino	Est	Nord	Quota max (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Area (km ²)	ζ
11194	Po Palazzolo Verellese	429316	5003317	4743	1240	145	13425	4.289
11195	Sarca di Val Genova Malga Ceret	625867	5116111	3561	2629	1431	53	-0.314
11196	Sarca di Val Genova	633376	5114542	3561	2358	900	149	-0.250
11197	Sarca Nago	645059	5084440	3492	1460	74	1046	0.774
11198	Sarca Saone	636753	5100795	3176	1593	493	541	0.725
12001	Tagliamento a Pioverno	818231	5140652	2668	1160	232	1873	1.069
12002	Piave a Presenaio	775137	5163708	2585	1699	953	145	0.294
12003	Piave a Ponte della Lasta	766658	5158388	2933	1673	872	367	0.971
12006	Brenta a Barziza (Bassano)	712468	5072879	2903	1250	110	1550	0.745
12007	Astico a Forni di Val dAstico	683757	5079967	1924	1170	308	136	-0.182
12009	Adige a Tel	660357	5171850	3859	2105	454	1689	0.095
12010	Plan a Plan	659558	5184870	3382	2400	1604	46	0.370
12011	Adige a Ponte dAdige	674738	5150836	3859	1919	237	2683	0.239
12012	Ridanna a Vipiteno	685061	5195648	3423	1926	940	207	0.869
12013	Isarco a Pra di Sopra	698475	5185952	3456	1876	759	657	0.681
12014	Rienza a Monguelfo	738271	5181944	3047	1882	1101	271	0.820
12015	Aurino a Ca' di Pietra	726264	5208949	3408	2156	1050	157	0.204
12016	Gadera a Mantana	719343	5181742	3074	1879	962	377	0.487
12017	Rienza a Vandoies	703759	5186021	3408	1858	727	1949	0.604
12018	Ega a Ponte Nova	690388	5144694	2795	1644	883	117	0.858
12019	Avisio a Soraga	704769	5139837	3216	2061	1196	212	0.542
12020	Adige a Trento	661855	5107396	3859	1716	191	9746	0.665
12021	Adige a Boara Pisani	721955	5000493	3851	1494	-3	12222	0.979
12023	Piave a Ponte Cordevole	778172	5165008	2581	1678	1042	62	0.691
12024	Padola a Ponte Padola	766423	5167352	2933	1844	1205	57	1.221
12025	Piave Ansiei a Auronzo	763538	5160890	3101	1777	833	202	0.660
12027	Boite a Vodo	750072	5145189	3137	1826	831	330	0.512
12030	Cordevole a Caprile	731222	5145156	3225	1881	980	228	0.820
12031	Mis a Ponte SantAntonio	738563	5115653	2772	1262	353	112	1.138
12032	Piave a Segusino	727553	5095251	3196	1354	198	3439	1.009
12033	Brenta a Ospedaletto	697842	5101208	2535	1198	295	459	0.800
12034	Rio Valsura Lana	663733	5164779	3458	1920	340	282	-0.040
12036	Adige a Pescantina	651629	5037744	3859	1615	68	10932	0.746
12038	Boite a Perarolo	756874	5144229	3137	1751	582	391	0.291
12044	Riva a Seghe di Riva	731042	5201945	3286	2380	1532	91	0.104
12045	Noce a Ponte Ravina	642436	5131635	3688	2147	789	382	0.209
12046	Noce a Dermulo	658388	5133416	3688	1764	398	1050	0.671
12047	Travignolo a Sottosassa	704419	5131596	3094	1964	1219	100	0.866
12050	Adige Bronzolo	677535	5142206	3859	1795	223	7024	0.504
12051	Adige Spondigna	622937	5166034	3903	2207	884	685	0.451
12052	Aurino Caminata	725165	5198928	3488	2110	848	419	0.141
12053	Aurino S Giorgio	723491	5189441	3488	2034	819	597	0.309
12054	Cellina Barcis	775936	5121016	2706	1304	382	392	0.873
12057	Cismon Corlo	712910	5090768	3192	1375	253	628	1.058

Codice	Bacino	Est	Nord	Quota max (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Area (km ²)	ζ
12058	Cordevole Alleghe diga	731507	5142786	3334	1862	965	247	1.099
12059	Cordevole Saviner	729354	5147611	3152	1911	1028	110	0.665
12063	Isarco Fortezza	700931	5183980	3504	1862	720	680	0.723
12069	Piave Pieve diga	760197	5146618	3087	1645	649	818	0.741
12070	Posina Stancari	682545	5074654	2204	1101	303	119	0.624
12071	Rio Anterselva Bagni Salomone	735033	5189849	3436	2025	1088	83	0.846
12072	Rio Casies Colle	741945	5184215	2837	1957	1196	117	0.243
12073	Rio Massiaga	738104	5131601	2080	1712	1121	5	-0.508
12075	Astico alla Diga di Leda	688015	5072144	2308	1200	232	520	0.225
12076	Avisio a Stramentizzo	682967	5126062	3200	1831	773	728	0.472
12078	Diga di Careser	630382	5142800	3325	2968	2535	10	-0.251
12079	Diga di Forte Buso	708189	5131642	3158	2021	1407	66	1.513
12081	Diga di Santa Giustina	658650	5134655	3675	1765	514	1050	0.885
12083	Diga di Speccheri	666019	5070395	2232	1343	764	14	0.901
12084	Diga di Val Schener	714212	5109546	3192	1512	538	203	1.261
12085	Diga di Zoccolo	652249	5155884	3434	2163	1112	181	0.330

Tabella B: Dati idrologici

Codice	Bacino	Anno inizio	Anno fine	N° Colmi	Portata media al colmo (m ³ /s)	Portata specifica media al colmo (m ³ /s/km ²)
11001	Sarca di Nambron a Pian di Nambron	1956	2003	44	18.3	0.866
11005	Adda a Fuentes	1911	2011	91	557.2	0.216
11007	Brembo a Ponte Briolo	1928	1998	58	536.2	0.716
11008	Serio a Ponte Cene	1927	1993	46	241.0	0.524
11011	S. Bernardino a Santino	1953	2010	23	320.4	2.644
11012	Toce a Cadarese	1955	1975	15	56.9	0.304
11013	Toce a Candoglia	1933	2010	66	1015.1	0.659
11015	Mastallone (Sesia) a Ponte Folle	1933	2010	43	324.5	2.214
11016	Rutor (Dora Baltea) a Promise	1931	1969	34	16.1	0.358
11017	Savara a Eau Rouse	1943	1972	18	24.6	0.303
11018	Artanavaz a St Oyen	1952	1972	14	12.7	0.183
11019	Ayasse a Champorcher	1944	1973	22	20.5	0.491
11020	Dora Baltea a Tavagnasco	1920	2010	87	800.6	0.241
11021	Orco a Pont Canavese	1928	2000	49	524.6	0.855
11022	Stura di Lanzo a Lanzo	1929	2010	64	481.7	0.833
11023	Chisone a Soucheres Basses	1955	1985	18	20.3	0.216
11024	Chisone a S. Martino	1937	2010	51	254.6	0.439
11025	Grana a Monterosso	1934	2010	55	37.7	0.344
11026	Tanaro a Ponte di Nava	1928	2010	46	128.8	0.867
11027	Tanaro a Nucetto	1933	1983	39	309.8	0.826
11029	Stura di Demonte a Gaiola	1935	2010	35	121.9	0.218
11030	Gesso della Valletta	1952	1964	11	67.6	0.610

Codice	Bacino	Anno inizio	Anno fine	N° Colmi	Portata media al colmo (m ³ /s)	Portata specifica media al colmo (m ³ /s/km ²)
11031	Gesso di Entracque	1952	1964	12	78.6	0.492
11040	Po a Crissolo	1935	1977	24	25.2	0.674
11050	Cervo (Sesia) a Passobreve	1937	2010	22	154.4	2.045
11051	Dora Baltea ad Aosta	1935	1993	19	314.2	0.170
11052	Evançon a Champoluc	1948	1978	21	25.6	0.250
11053	Lys (Dora Baltea) a Gressoney St. Jean	1926	1958	18	29.0	0.321
11054	Dora Riparia a Ulzio (Oulx)	1927	2010	43	54.3	0.211
11055	Dora Riparia a S. Antonio di Susa	1927	1995	62	95.7	0.092
11056	Corsaglia (Tanaro) a Presa Centrale Molline	1931	1959	25	36.8	0.412
11058	Stura di Demonte a Pianche	1933	1955	18	39.5	0.220
11059	Rio Bagni a Bagni di Vinadio	1934	1956	20	24.2	0.396
11074	Sesia a Campertogno	1925	2010	34	149.2	0.874
11075	Sesia a Ponte Aranco	1926	1968	17	1379.8	1.963
11077	Chisone a Fenestrelle	1927	1951	19	30.6	0.198
11081	Sarca a Ponte Plaza	1926	1980	27	19.0	0.273
11091	Dora Baltea a Ponte di Mombardone	1929	1943	14	93.9	0.252
11093	Lys a d'Ejola	1932	1950	10	12.7	0.429
11094	Stura di Viù a Usseglio	1937	1947	11	24.1	0.304
11095	Dora di Bardonecchia a Beaulard	1930	2010	12	27.4	0.132
11096	Varaita a Rore	1927	2001	58	41.3	0.149
11097	Tanaro a Ormea	1928	1942	13	162.2	0.925
11102	Po a S. Mauro Torinese	1932	1978	26	1317.3	0.172
11103	Po a Casale Monferrato	1931	1994	19	2414.6	0.176
11106	Adda a Tirano	1925	1937	13	207.5	0.228
11117	Breuil a Alpette	1967	1980	14	13.1	0.473
11122	Cannobino a Traffiume	1981	2009	27	151.3	1.415
11125	Chiavanne a Alpette	1967	1980	14	10.2	0.463
11126	Chiusella a Gurzia	1934	2008	34	246.1	1.733
11129	Dora Baltea a Mazzè	1928	1998	10	1103.7	0.286
11130	Dora di Rhemes a Notre Dame	1967	1980	14	13.2	0.191
11135	Dora Riparia a Torino Ponte Washington	1957	2010	17	212.5	0.161
11141	Grand'Eyvia a Cretaz	1943	1977	10	65.0	0.578
11142	Isorno a Pontetto	1978	2010	14	93.0	1.323
11143	Lys a Guillemore	1972	2000	29	105.2	0.522
11144	Maira a Racconigi	2001	2010	10	95.4	0.098
11145	Maira a Saretto	1992	2008	17	6.2	0.111
11146	Maira a San Damiano Macra	1937	1998	57	67.9	0.150
11149	Marmore a Perreres	1981	2000	15	20.9	0.383
11150	Melezet a Melezet	1981	2008	15	6.6	0.152
11154	Orco a San Benigno Canavese	2000	2010	11	542.3	0.647
11156	Pellice a Villafranca Piemonte	2001	2010	10	321.5	0.337

Codice	Bacino	Anno inizio	Anno fine	N° Colmi	Portata media al colmo (m ³ /s)	Portata specifica media al colmo (m ³ /s/km ²)
11157	Po a Carignano	1995	2010	16	651.9	0.165
11164	Rutor a La Joux	1967	1999	29	13.8	0.332
11166	San Bernardino a Trobaso	1986	2009	24	259.5	2.009
11167	Stura di Demonte a Fossano	1934	2010	11	415.5	0.313
11169	Sermenza a Rimasco	1946	2008	44	182.6	2.218
11172	San Giovanni a Possaccio	1984	2006	14	89.4	1.667
11173	Stura di Lanzo a Torino	2001	2010	10	691.0	0.785
11176	Stura di Viù a Malciaussia	1937	2000	49	8.4	0.326
11177	Tanaro a Alba	1994	2010	16	1193.8	0.353
11178	Tanaro a Garessio	1996	2010	15	186.3	0.748
11180	Tanaro a Piantorre	1997	2010	14	346.0	0.691
11184	Toce a Lago d'Avino	1951	1000	35	2.8	0.508
11185	Toce a Lago Busin	1929	2000	60	1.5	0.600
11186	Toce a Lago del Sabbione	1954	2000	47	8.5	0.602
11187	Toce a Lago Vannino	1952	2000	49	5.5	0.474
11188	Varaita a Castello	1945	2001	56	18.8	0.277
11189	Varaita a Rossana	1964	1993	28	111.7	0.278
11194	Po Palazzolo Vercellese	1954	1969	16	2082.3	0.155
11195	Sarca di Val Genova Malga Ceret	1969	1989	21	58.1	1.097
11196	Sarca di Val Genova	1940	1960	14	52.3	0.351
11197	Sarca Nago	1933	1942	10	201.1	0.192
11198	Sarca Saone	1936	1970	18	231.8	0.428
12001	Tagliamento a Pioverno	1937	1964	28	1086.5	0.580
12002	Piave a Presenaio	1932	1997	43	47.4	0.328
12003	Piave a Ponte della Lasta	1947	1981	35	105.7	0.288
12006	Brenta a Barziza (Bassano)	1949	1965	17	683.6	0.441
12007	Astico a Forni di Val dAstico	1926	2011	90	70.9	0.522
12009	Adige a Tel	1958	1986	13	154.3	0.091
12010	Plan a Plan	1924	2012	86	12.7	0.276
12011	Adige a Ponte dAdige	1955	2012	50	331.9	0.124
12012	Ridanna a Vipiteno	1942	1974	32	70.1	0.338
12013	Isarco a Pra di Sopra	1929	2011	74	104.6	0.159
12014	Rienza a Monguelfo	1926	2011	74	39.0	0.144
12015	Aurino a Ca' di Pietra	1926	1992	38	51.8	0.329
12016	Gadera a Mantana	1928	2012	79	66.0	0.175
12017	Rienza a Vandoies	1953	1987	17	191.8	0.098
12018	Ega a Ponte Nova	1954	2005	39	11.3	0.097
12019	Avisio a Soraga	1920	1994	75	28.6	0.135
12020	Adige a Trento	1922	2013	70	1031.4	0.106
12021	Adige a Boara Pisani	1932	1954	19	857.3	0.070
12023	Piave a Ponte Cordevole	1932	1953	22	20.6	0.330
12024	Padola a Ponte Padola	1925	1969	44	11.2	0.196
12025	Piave Ansiei a Auronzo	1913	1994	73	58.7	0.290
12027	Boite a Vodo	1940	1956	17	83.0	0.251

Codice	Bacino	Anno inizio	Anno fine	N° Colmi	Portata media al colmo (m ³ /s)	Portata specifica media al colmo (m ³ /s/km ²)
12030	Cordevole a Caprile	1946	1957	12	33.1	0.145
12031	Mis a Ponte SantAntonio	1946	1957	12	86.6	0.774
12032	Piave a Segusino	1926	1988	48	913.3	0.266
12033	Brenta a Ospedaletto	1928	1954	26	58.2	0.127
12034	Rio Valsura Lana	1928	1952	24	49.5	0.176
12036	Adige a Pescantina	1920	1964	41	904.6	0.083
12038	Boite a Perarolo	1913	1942	27	81.8	0.209
12044	Riva a Seghe di Riva	1926	1990	28	53.0	0.582
12045	Noce a Ponte Ravina	1931	1952	19	70.4	0.184
12046	Noce a Dermulo	1924	1946	23	156.5	0.149
12047	Travignolo a Sottosassa	1930	1946	15	66.0	0.660
12050	Adige Bronzolo	1924	2012	87	759.3	0.108
12051	Adige Spondigna	1985	2011	27	49.6	0.072
12052	Aurino Caminata	1975	2011	18	176.7	0.421
12053	Aurino S Giorgio	1978	2011	29	148.4	0.249
12054	Cellina Barcis	1957	2002	46	400.8	1.022
12057	Cismon Corlo	1930	2007	72	261.3	0.416
12058	Cordevole Alleghe diga	1933	2003	68	66.9	0.271
12059	Cordevole Saviner	1939	2003	43	26.9	0.246
12063	Isarco Fortezza	1942	1997	55	140.6	0.207
12069	Piave Pieve diga	1951	1999	49	287.1	0.351
12070	Posina Stancari	1951	1966	13	94.0	0.793
12071	Rio Anterselva Bagni Salomone	1987	2011	25	14.0	0.168
12072	Rio Casies Colle	1984	2011	28	16.3	0.140
12073	Rio Massiaga	1983	2001	19	3.4	0.722
12075	Astico alla Diga di Leda	1966	1998	27	233.7	0.449
12076	Avisio a Stramentizzo	1931	1992	29	204.5	0.281
12078	Diga di Careser	1970	1994	25	7.7	0.736
12079	Diga di Forte Buso	1966	2004	22	68.1	1.027
12081	Diga di Santa Giustina	1951	1999	21	257.3	0.245
12083	Diga di Speccheri	1966	2005	12	18.1	1.315
12084	Diga di Val Schener	1966	2004	17	142.8	0.704
12085	Diga di Zoccolo	1966	1999	34	29.3	0.162

A1.2 - Austria

Tabella A: Caratteristiche morfologiche

Codice	Bacino	Lat	Lon	Quota max (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Area (km ²)	ζ
200105	Garsella	47.2272	9.8761	2505	1598	743	96	0.094
200147	Gisingen	47.2608	9.5789	3150	1585	422	1281	0.561
200196	Lustenau_(Eisenbahnbrue_ke)	47.4483	9.6589	3308	1687	387	6110	0.391
200204	Enz	47.3978	9.7613	1804	1119	485	51	0.125
200246	Hopfreben	47.2862	10.0469	2448	1685	978	42	0.120
200253	Au	47.3300	9.9731	2448	1520	771	149	0.379
200261	Mellau	47.3553	9.8811	2448	1431	676	229	0.562
200287	Schoenenbach_(Hengstig)	47.3864	10.0411	2014	1460	980	31	0.242
200360	Lech	47.2056	10.1411	2548	2070	1459	25	-0.307
200378	Lech_(Tannbergbruecke)	47.2083	10.1411	2697	1991	1436	84	0.436
201012	Steeg	47.2425	10.2942	2767	1936	1108	248	0.005
201053	Vorderhornbach_(Bruecke)	47.3692	10.5383	2480	1689	951	64	0.109
201087	Lechaschau	47.4975	10.7100	2864	1734	838	1012	0.417
201111	Vils_(Laende)	47.5506	10.6486	2146	1273	810	198	1.581
201293	Landeck-Perjen	47.1469	10.5718	4044	2235	771	3488	0.381
201319	Imst_(Bahnhof)	47.2192	10.7577	4044	2173	708	3827	0.445
201368	Vent_(unterh._Niederta_bach)	46.8591	10.9131	3733	2915	1901	165	-0.275
201459	Magerbach	47.2586	10.8749	4044	2207	655	5092	0.289
201525	Innsbruck (oberh.Sill)	47.2624	11.3817	4044	2132	571	5755	0.363
201533	Gries_am_Brenner	47.0361	11.4792	2794	1843	1175	58	0.701
201566	Szeinach am Brenner	47.0886	11.4685	3274	1948	1041	112	0.771
201574	Puig	47.1122	11.4542	3379	1927	1021	342	1.025
201574	Puig	47.1116	11.4529	3465	1909	1006	342	1.258
201624	Innsbruck - Reichenau	47.2745	11.4302	3471	1897	569	853	0.291
201657	Wattens	47.3010	11.5880	2839	1875	552	74	-0.377
201681	Jenbach - Rotholz	47.3921	11.7957	4044	2040	523	7210	0.518
201723	Persal	47.1492	11.8144	3191	2055	984	129	0.093
201749	Mayrhofen	47.1694	11.8599	3473	2131	623	611	-0.161
201780	Hart im Zillertal	47.3468	11.8632	3473	1918	533	1094	0.192
201806	Brixlegg	47.4329	11.8737	4044	2006	515	8484	0.603
201822	Mariathal	47.4550	11.8661	2153	1231	544	273	0.554
201863	Bruckhaeusl	47.4914	12.1050	2413	1326	541	322	0.630
201913	Kitzbuehel_(Bahnhofsbrue_ke)	47.4556	12.3894	2208	1421	754	153	0.281
201921	Sperten	47.5192	12.4039	2186	1278	661	147	0.785
201939	St._Johann_in_Tirol	47.5200	12.4186	2264	1307	659	332	0.794
201947	Almdorf	47.5197	12.4411	2047	1231	662	165	0.720
203034	Sulzau	47.2319	12.2469	3386	2258	868	81	-0.269
203042	Neukirchen	47.2372	12.2631	3142	2144	863	41	-0.313

Codice	Bacino	Lat	Lon	Quota max (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Area (km ²)	ζ
203075	Mittersill	47.2836	12.4808	3386	1908	792	583	0.524
203075	Mittersill	47.2813	12.4497	3646	1923	786	581	0.864
203125	Bruck (Salzach)	47.2865	12.8260	3646	1776	749	1166	1.450
203141	Bruck_(Fuscher_Ache)	47.2728	12.8272	3392	1885	748	161	0.524
203166	Rauris_(Unterland)	47.2414	12.9911	3190	1867	916	242	0.640
203174	Dienten	47.3358	13.0192	2854	1440	921	53	3.438
203208	Bad_Hofgastein	47.1639	13.1090	3167	1894	804	221	0.261
203224	Grossarl	47.2378	13.1972	2660	1677	859	145	0.318
203232	Wagrain	47.3292	13.3006	2530	1574	858	91	0.541
203257	Kreuzbergmauth	47.4372	13.2172	2183	1198	615	155	1.196
203307	Obergaeu	47.5842	13.1828	2396	1195	486	395	1.201
203315	Torren	47.5914	13.1583	2320	1623	474	66	-0.527
203323	Golling	47.5965	13.1640	3646	1576	468	3553	1.547
203463	Viehhofen	47.3661	12.7364	2148	1536	872	151	-0.114
203471	Saalfelden	47.4281	12.8389	2747	1342	728	120	2.433
203505	Lofer_(Loferbach)	47.5856	12.6983	2378	1254	622	107	1.369
203711	Altenmarkt_im_Pongau	47.3828	13.4258	2491	1446	847	135	1.303
203760	Mauterndorf	47.1339	13.6842	2465	1784	1104	102	0.003
203778	Weisspriach	47.1769	13.7050	2488	1812	1088	75	-0.100
203786	Tamsweg_(Taurach)	47.1353	13.8036	2909	1727	1016	378	1.143
204032	Werfen	47.4816	13.1910	3646	1632	515	2952	1.416
205104	Obertraun	47.5644	13.7217	2387	1347	529	334	0.434
205120	Waldbachstrub	47.5508	13.6331	2696	1723	543	42	-0.250
205765	Dietlgut	47.6689	14.1092	2203	1290	623	25	0.598
205807	Spital_am_Pyhrn	47.6692	14.3347	2186	1021	567	40	3.073
205815	Windischgarsten	47.7222	14.3325	1910	1012	601	70	2.208
205823	Teichlbruecke	47.7269	14.2956	2186	1011	563	149	3.208
210526	Archkogel	47.6222	13.8283	2387	1551	715	125	0.001
210542	Altaussee_(Traun)	47.6356	13.7697	2014	1546	704	55	-0.584
210583	Kainisch	47.5708	13.8403	1967	1291	752	57	0.408
210625	Tetter	47.3544	13.7136	2596	1854	1018	65	-0.163
210641	Schladming	47.3972	13.6986	2909	1501	714	649	1.385
210773	Aigen_im_Ennstal-Kette	47.5300	14.1472	2160	1403	627	161	-0.038
210799	Liezen (Rötelbrücke)	47.5521	14.2520	2986	1416	630	2129	1.801
210815	Selzthal	47.5444	14.3078	2330	1280	623	369	1.019
210823	Admont (Enns)	47.5815	14.4596	2986	1379	619	2648	2.054
210849	Gsgatterboden	47.5907	14.6307	2986	1368	569	2785	1.864
210864	Gusswerk	47.7414	15.3061	1953	1080	732	280	2.926
210880	Weichselboden	47.6761	15.1711	1716	1154	666	54	0.238
210898	Wildalpen	47.6650	14.9856	2242	1116	600	592	2.210
211102	St.Georgen_ob_Judenbur	47.2124	14.4987	2935	1557	720	2334	1.107
211110	Ziestl	47.3000	14.4597	2228	1551	954	198	0.205
211136	Zeltweg	47.1847	14.7539	2935	1512	654	2958	1.133
211169	Kammern_im_Liesingtal	47.3886	14.9067	2238	1253	628	266	0.978

Codice	Bacino	Lat	Lon	Quota max (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Area (km ²)	ζ
211185	Leoben	47.3781	15.0939	2935	1385	520	4392	1.395
211193	Donawitz	47.3939	15.0342	2077	1158	588	167	1.048
211227	Neuberg_an_der_Muerz	47.6706	15.5733	1902	1206	727	232	0.749
211243	Kindthal	47.5253	15.4731	1990	1090	551	728	1.151
211268	Kapfenberg-Diemlach	47.4314	15.2731	2213	1063	481	1365	1.764
211292	Bruck_an_der_Mur_unter_Muerz	47.4106	15.2828	2935	1298	463	6214	1.738
211383	Schwanberg	46.7556	15.2056	1936	1211	393	75	-0.165
212027	Rabland	46.7481	12.4736	3018	1924	1039	374	0.375
212068	Innergshloess	47.1244	12.4583	3434	2549	1712	39	0.088
212076	Matreier_Tauernhaus	47.1186	12.5017	3525	2485	1524	60	0.127
212092	Bruehl	46.9744	12.5517	3525	2261	855	518	-0.148
212126	Spoettling-Taurer	47.0258	12.6336	3551	2690	1650	14	-0.246
212167	Lienz	46.8333	12.7656	3551	2139	637	1199	-0.089
212183	Waier	46.9944	12.5261	3508	2289	875	285	-0.200
212316	Lienz-Peggetz	46.8231	12.7931	3551	2021	636	1876	0.162
212324	Oberdrauburg_(DFUe)	46.7481	12.9736	3551	1961	567	2112	0.219
212357	Sachsenburg_(Bruecke)	46.8275	13.3500	3551	1858	482	2561	0.363
212381	Mallnitz	46.9833	13.1744	3227	2065	1106	85	0.335
212431	Gmuend	46.9058	13.5372	2881	1696	747	360	0.394
212431	Gmünd - OWF	46.9055	13.5378	3004	1711	741	360	0.540
212522	Seebruecke	46.8139	13.5083	2400	1342	560	286	0.574
212613	Maria_Luggau_(Moos)	46.7033	12.7411	2622	1782	1094	146	0.349
212647	Mauthen	46.6686	13.0003	2561	1628	665	349	-0.045
212670	Rattendorf	46.6239	13.2544	2650	1454	579	595	0.596
212704	Neudorf	46.6197	13.3744	1811	1034	589	75	1.298
212753	Noetsch	46.5819	13.6158	2672	1301	548	909	1.450
212787	Federaun	46.5697	13.8156	2672	1243	485	1305	1.579
212860	Maitratten	46.7864	13.9333	2293	1580	979	201	0.291
212886	Weitensfeld_(Ost)	46.8500	14.2006	2293	1334	708	432	0.894
212894	Hirt	46.9014	14.4392	2268	1160	599	469	1.761
212928	Huettenberg	46.9383	14.5489	2374	1377	817	130	1.371
212936	Brueckl	46.7581	14.5333	2374	1265	507	316	0.770
213082	St.Gertraud	46.8964	14.8692	2244	1216	561	380	0.967
213090	Krottendorf	46.6636	14.9456	2244	1032	357	955	1.399
213157	Launsdorf	46.7608	14.4778	2293	1132	501	1243	1.486
213199	Drauhofen	46.6204	14.5473	3793	1882	548	3672	0.716
230078	Telfs (Fußgängersteg)	47.3017	11.0730	4044	2175	618	5273	0.316

Tabella B: Dati idrologici

Codice	Bacino	Anno inizio	Anno fine	N° Colmi	Portata media al colmo (m ³ /s)	Portata specifica media al colmo (m ³ /s/km ²)
200105	Garsella	1964	2007	44	55.2	0.578
200147	Gisingen	1951	2005	55	330.3	0.258
200196	Lustenau_(Eisenbahnbrue_ke)	1951	2005	52	1351.7	0.221
200204	Enz	1956	2007	52	122.2	2.391
200246	Hopfreben	1956	2007	52	40.7	0.977
200253	Au	1951	2007	57	108.8	0.728
200261	Mellau	1951	2006	56	182.2	0.797
200287	Schoenenbach_(Hengstig)	1951	2007	57	45.2	1.454
200360	Lech	1971	2007	37	13.1	0.519
200378	Lech_(Tannbergbruecke)	1951	2007	57	52.2	0.620
201012	Steeg	1921	2007	87	107.0	0.432
201053	Vorderhornbach_(Bruecke)	1975	2007	33	44.3	0.692
201087	Lechaschau	1971	2007	37	368.3	0.364
201111	Vils_(Laende)	1961	2007	47	98.6	0.498
201293	Landeck-Perjen	1951	2012	54	375.8	0.108
201319	Imst (Bahnhof)	1986	2010	25	426.7	0.112
201368	Vent_(unterh._Niederta_bach)	1951	2002	52	63.6	0.386
201459	Magerbach	1951	2010	60	602.9	0.118
201525	Innsbruck (oberh.Sill)	1951	2012	62	647.9	0.113
201533	Gries_am_Brenner	1951	2004	54	8.8	0.151
201566	Szeinach am Brenner	1952	2006	15	18.8	0.168
201574	Puig	1951	2007	57	60.2	0.176
201574	Puig	1951	2011	13	45.5	0.133
201624	Innsbruck - Reichenau	1951	2009	29	126.6	0.148
201657	Wattens	1975	2004	3	10.0	0.135
201681	Jenbach - Rotholz	1971	2012	42	749.2	0.104
201723	Persal	1962	2007	46	30.6	0.237
201749	Mayrhofen	1966	2005	21	127.6	0.209
201780	Hart im Zillertal	1966	2012	47	163.9	0.150
201806	Brixlegg	1976	2010	35	914.9	0.108
201822	Mariathal	1976	2007	32	156.5	0.574
201863	Bruckhaeusl	1951	2007	57	97.2	0.301
201913	Kitzbuehel_(Bahnhofsbrue_ke)	1951	2007	57	53.2	0.347
201921	Sperten	1961	2007	47	59.5	0.404
201939	St._Johann_in_Tirol	1951	2007	57	107.9	0.324
201947	Almdorf	1956	2007	52	78.7	0.476
203034	Sulzau	1961	2007	47	42.2	0.523
203042	Neukirchen	1971	2007	37	20.2	0.498
203075	Mittersill	1951	2007	57	192.7	0.331
203075	Mittersill	1951	2012	50	151.9	0.261
203125	Bruck (Salzach)	1951	2010	60	190.6	0.163

Codice	Bacino	Anno inizio	Anno fine	N° Colmi	Portata media al colmo (m ³ /s)	Portata specifica media al colmo (m ³ /s/km ²)
203141	Bruck_(Fuscher_Ache)	1951	2007	57	35.9	0.223
203166	Rauris_(Unterland)	1961	2007	47	59.3	0.245
203174	Dienten	1971	2007	37	18.1	0.339
203208	Bad_Hofgastein	1951	2007	57	90.4	0.410
203224	Grossarl	1951	2007	57	40.9	0.283
203232	Wagrain	1951	2007	57	21.3	0.233
203257	Kreuzbergmauth	1951	2007	57	26.8	0.173
203307	Obergaeu	1951	2007	57	252.3	0.639
203315	Torren	1961	2007	47	30.0	0.458
203323	Golling	1951	2012	62	551.4	0.155
203463	Viehhofen	1961	2007	47	43.4	0.288
203471	Saalfelden	1951	2007	57	45.4	0.380
203505	Lofer_(Loferbach)	1961	2007	47	41.4	0.385
203711	Altenmarkt_im_Pongau	1961	2002	42	33.7	0.251
203760	Mauterndorf	1961	2007	47	19.3	0.189
203778	Weisspriach	1961	2007	47	15.6	0.207
203786	Tamsweg_(Taurach)	1961	2007	47	62.1	0.164
204032	Werfen	1995	2010	16	410.3	0.139
205104	Obertraun	1909	2002	87	136.7	0.409
205120	Waldbachstrub	1948	2005	58	24.4	0.586
205765	Dietlgut	1951	2007	57	14.5	0.576
205807	Spital_am_Pyhrn	1957	2007	51	16.4	0.408
205815	Windischgarsten	1971	2007	37	30.7	0.442
205823	Teichlbruecke	1951	2007	57	62.1	0.418
210526	Archkogel	1951	2007	57	30.1	0.241
210542	Altaussee_(Traun)	1951	2007	57	27.8	0.510
210583	Kainisch	1951	2007	57	24.3	0.424
210625	Tetter	1951	2007	57	19.6	0.300
210641	Schladming	1951	2007	57	122.4	0.189
210773	Aigen_im_Ennstal-Kette	1976	2007	32	32.4	0.201
210799	Liezen (Rötelbrücke)	1951	2010	60	292.7	0.137
210815	Selzthal	1951	2007	57	40.8	0.111
210823	Admont (Enns)	1985	2012	28	360.4	0.136
210849	Gscgatterboden	1965	2005	41	353.6	0.127
210864	Gusswerk	1965	2007	43	93.6	0.334
210880	Weichselboden	1971	2007	37	52.8	0.976
210898	Wildalpen	1951	2007	57	156.0	0.263
211102	St.Georgen_ob_Judenbur	1951	2007	57	271.1	0.116
211110	Ziestl	1969	2007	39	28.8	0.146
211136	Zeltweg	1966	2007	42	303.5	0.103
211169	Kammern_im_Liesingtal	1966	2007	42	26.4	0.099
211185	Leoben	1951	2007	57	370.4	0.084
211193	Donawitz	1966	2007	42	15.8	0.094
211227	Neuberg_an_der_Muerz	1961	2007	47	85.0	0.367
211243	Kindthal	1951	2007	41	101.4	0.139

Codice	Bacino	Anno inizio	Anno fine	N° Colmi	Portata media al colmo (m ³ /s)	Portata specifica media al colmo (m ³ /s/km ²)
211268	Kapfenberg-Diemplach	1971	2007	26	132.1	0.097
211292	Bruck_an_der_Mur_unter_Muerz	1967	2007	41	487.2	0.078
211383	Schwanberg	1952	2007	26	24.3	0.323
212027	Rabland	1953	2007	45	42.6	0.114
212068	Innergshloess	1951	2006	32	41.9	1.067
212076	Matreier_Tauernhaus	1951	2007	38	53.6	0.895
212092	Bruehl	1951	2007	55	160.0	0.309
212126	Spoettling-Taurer	1958	2007	12	4.8	0.341
212167	Lienz	1951	2007	56	279.5	0.233
212183	Waier	1981	2006	12	88.8	0.311
212316	Lienz-Peggetz	1971	2007	37	325.6	0.174
212324	Oberdrauburg_(DFUe)	1951	2007	57	371.2	0.176
212357	Sachsenburg_(Bruecke)	1951	2007	57	380.3	0.148
212381	Mallnitz	1961	2007	24	29.0	0.341
212431	Gmuend	1966	2007	22	60.7	0.168
212431	Gmünd - OWF	1961	2007	10	36.8	0.102
212522	Seebruecke	1966	2007	11	14.6	0.051
212613	Maria_Luggau_(Moos)	1951	2007	28	41.9	0.287
212647	Mauthen	1951	2007	47	123.4	0.354
212670	Rattendorf	1951	2007	54	221.7	0.373
212704	Neudorf	1960	2007	20	21.8	0.290
212753	Noetsch	1951	2007	54	296.2	0.326
212787	Federaun	1890	2007	118	372.9	0.286
212860	Maitratten	1951	2007	24	22.9	0.113
212886	Weitensfeld_(Ost)	1951	2006	30	38.3	0.089
212894	Hirt	1961	2007	23	34.0	0.072
212928	Huettenberg	1975	2007	8	8.4	0.064
212936	Brueckl	1956	2006	23	19.3	0.061
213082	St.Gertraud	1952	2007	31	44.3	0.117
213090	Krottendorf	1951	2007	45	98.5	0.103
213157	Launsdorf	1975	2007	12	73.4	0.059
213199	Drauhofen	1974	2010	37	446.2	0.122
230078	Telfs (Fußgängersteg)	1986	2010	25	615.9	0.117

A1.3 - Svizzera

Tabella A: Caratteristiche morfologiche

Codice	Bacino	Lat	Lon	Quota max (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Area (km ²)	ζ
2011	Rhone a Sion	46.6309	10.4546	4617	2291	483	3372	0.460
2016	Aare - Brugg	47.4839	8.1960	4142	1000	332	11681	8.734
2018	Reuss - Mellingen	47.4224	8.2724	3601	1259	344	3386	3.052
2019	Aare - Brienzwiler	46.7470	8.0931	4061	2135	575	555	0.377
2020	Ticino - Bellinzona	46.4701	6.8494	3397	1679	226	1517	0.286
2024	Rhone a Branson	46.5636	8.3632	4617	2235	460	3728	0.547
2029	Aare - Brügg. Aegerten	47.1234	7.2843	4142	1142	420	8249	7.187
2030	Aare - Thun	46.7659	7.6128	4142	1746	548	2459	1.810
2033	Vorderrhein - Ilanz	46.7732	9.1441	3610	2030	691	774	0.281
2053	Drance - Martigny. Pont de Rossettan	46.0989	7.0636	4305	2250	478	676	0.250
2056	Reuss - Seedorf	46.8852	8.6217	3601	2013	438	833	0.012
2063	Aare - Murgenthal	47.2674	7.8298	4142	1066	399	10059	8.466
2067	Inn - Martina	46.6368	10.0223	4044	2343	1028	1941	0.473
2078	Poschiavino - Le Prese	46.2965	10.0813	3833	2162	967	168	0.654
2085	Aare - Hagneck	47.0569	7.1853	4142	1368	435	5112	4.041
2086	Brenno - Loderio	46.2471	8.0371	3397	1815	347	400	0.124
2087	Reuss - Andermatt	46.6436	8.5907	3526	2284	1426	190	0.744
2091	Rhein - Rheinfelden. Messstation	46.2059	6.1423	4142	1068	326	34524	7.146
2099	Limmat - Zürich. Unterhard	47.4771	8.3105	3585	1194	402	2174	4.148
2102	Sarner Aa - Sarnen	46.8896	7.3523	2667	1281	468	269	1.224
2104	Linth - Weesen. Biäsche	47.1024	9.0732	3585	1584	418	1062	1.246
2105	Inn - St. Moritzbad	46.8871	10.4668	3447	2399	1769	155	1.146
2109	Lütschine - Gsteig	46.4202	7.8185	4142	2033	585	381	0.758
2110	Reuss - Mühlau. Hünenberg	47.2237	8.3972	3601	1371	390	2902	2.390
2112	Sitter - Appenzell	47.1981	7.1731	2448	1256	769	74	2.780
2117	Drance de Bagnes - Le Châble. Villette	46.7767	9.8786	4289	2609	811	254	-0.101
2119	Sarine - Fribourg	47.0479	9.4194	3208	1247	534	1271	3.483
2135	Aare - Bern. Schönau	46.9344	7.4489	4142	1596	502	2941	2.523
2141	Albula - Tiefencastel	46.6638	9.5754	3401	2128	845	529	-0.013
2143	Rhein - Rekingen	46.1542	5.9715	3610	1750	407	14767	0.628
2150	Landquart - Felsenbach	46.2260	8.0164	3291	1797	571	614	0.354
2151	Simme - Oberwil	46.6304	10.1960	3243	1641	775	344	1.509
2152	Reuss - Luzern. Geissmattbrücke	47.0553	8.2996	3601	1504	421	2254	1.679
2160	Sarine - Broc. Château d'en bas	46.6915	7.2871	3208	1500	693	636	2.063
2161	Massa - Blatten bei Naters	46.1695	8.7747	4185	2937	1450	196	0.316
2170	Arve - Genève. Bout du Monde	46.1815	6.1601	4715	1370	30	1973	2.908
2174	Rhone a Chancy (Aux Ripes)	46.2203	7.3588	4175	1569	336	10308	2.056
2176	Sihl - Zürich. Sihlhölzli	47.3333	9.4119	2164	1045	407	343	1.312

Codice	Bacino	Lat	Lon	Quota max (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Area (km ²)	ζ
2179	Sense - Thörishaus. Sensematt	46.6563	7.4404	2185	1071	551	351	2.115
2185	Plessur - Chur	46.8610	9.5118	2947	1868	563	264	-0.248
2187	Werdenberger Binnenkanal - Salez	47.2437	9.5202	2415	1003	434	183	2.845
2200	Weisse Lütschine - Zweilütschinen	46.6306	7.9009	4142	2165	650	165	0.491
2203	Grande Eau - Aigle	46.5333	8.3589	3164	1562	431	132	0.686
2205	Aare - Untersiggenthal. Stilli	47.5180	8.2359	4142	1064	326	17553	7.224
2215	Saane - Laupen	46.8976	8.2462	3208	1137	481	1862	4.473
2219	Simme - Oberried / Lenk	47.0171	7.8437	3243	2347	1097	35	-0.393
2232	Allenbach - Adelboden	46.4872	7.5530	2714	1863	1290	29	0.809
2239	Spöl - Punt dal Gall	46.5179	8.6727	3289	2389	1679	295	0.429
2243	Limmat - Baden. Limmatpromenade	46.7590	9.7916	3585	1131	351	2384	4.449
2244	Krummbach a Klusmatten	47.0362	8.0695	3117	2271	1800	19	1.401
2256	Rosegbach - Pontresina	46.6041	7.0939	4044	2704	1768	67	0.713
2262	Berninabach - Pontresina	46.4876	9.9075	3991	2615	1812	107	1.241
2263	Chamuerabach - La Punt-Chamues-ch	46.2848	9.1194	3222	2548	1715	73	-0.272
2265	Inn - Tarasp	46.4859	9.8354	4044	2384	1182	1581	0.622
2268	Rhone a Gletsch	46.2595	8.8413	3625	2710	1713	39	-0.121
2269	Lonza a Blatten	47.1329	9.0896	3889	2624	1523	77	0.233
2276	Grosstalbach - Isenthal	47.1078	8.7666	2925	1819	769	44	0.080
2288	Rhein - Neuhausen. Flurlingerbrücke	46.3187	7.9764	3610	1750	407	11930	0.628
2289	Rhein - Basel. Rheinhalle	47.3844	9.6422	4142	1242	326	35878	4.491
2290	Areuse - St-Sulpice	46.9120	6.5597	1379	1110	750	104	-0.355
2299	Alpbach - Erstfeld. Bodenberg	46.8126	8.6001	3190	2205	1019	21	-0.243
2300	Minster - Euthal. Rüti	46.1727	9.0842	2164	1352	890	59	1.327
2303	Thur - Jonschwil. Mühlau	46.2502	8.8457	2490	1021	533	493	4.127
2304	Ova dal Fuorn - Zernez. Punt la Drossa	46.6564	10.1913	3159	2327	1716	55	0.593
2307	Suze - Sonceboz	46.3605	8.9486	1571	1036	643	127	0.594
2319	Ova da Cluozza - Zernez	46.6945	10.1196	3112	2371	1507	27	-0.204
2327	Dischmabach - Davos. Kriegsmatte	46.9455	8.2777	3142	2376	1669	43	0.133
2333	Bied du Locle - La Rançonnière	47.0543	6.7159	1327	1074	822	37	0.006
2342	Saltina a Brig	46.8722	8.6528	3376	2014	678	77	0.028
2346	Rhone a Brig	46.4707	8.2458	4255	2339	670	906	0.232
2347	Riale di Roggiasca - Roveredo	46.9099	7.2353	2204	1702	951	8	-0.453
2351	Vispa a Visp	46.2924	7.8788	4617	2648	654	786	-0.020
2352	Linth - Linthal. Ausgleichsbecken KLL	47.3920	8.5266	3585	2085	667	147	0.089
2355	Landwasser - Davos. Frauenkirch	46.9760	9.6134	3142	2224	1488	184	0.399
2356	Riale di Calneggia - Caverigno	46.4911	9.8995	2851	2003	864	24	-0.357
2364	Ticino- Piotta	46.2849	7.8815	3168	2071	1023	159	0.071
2366	Poschiavino - La Rösa	46.4002	10.0685	3027	2285	1868	14	1.380
2368	Maggia - Locarno. Solduno	46.3395	8.6092	3246	1530	207	927	0.477
2371	Orbe - Le Chenit. Frontière	46.5520	6.1543	1565	1235	1040	46	1.197
2372	Linth - Mollis. Linthbrücke	46.9177	8.9927	3585	1743	435	600	0.672
2378	Orbe - Orbe. Le Chalet	46.7289	6.5248	1664	1139	450	343	-0.335
2384	Muota - Ingenbohl	46.2243	9.0570	2793	1363	436	317	0.914

Codice	Bacino	Lat	Lon	Quota max (m s.l.m.)	Quota media (m s.l.m.)	Quota min (m s.l.m.)	Area (km ²)	ζ
2387	Hinterrhein - Fürstenau	46.9114	8.5621	3401	2127	650	1577	-0.198
2403	Inn - Cinuos-chel	46.9392	7.7984	4044	2456	1593	733	1.491
2409	Emme - Eggwil. Heibbüel	46.0819	7.2140	2197	1281	743	124	1.218
2418	Julia - Tiefencastel	46.7903	10.2800	3394	2196	838	325	-0.171
2419	Rhone a Reckingen	46.2029	9.1701	3625	2305	1314	214	0.536
2420	Moesa - Lumino Sassello	47.0819	8.8149	3149	1667	242	472	0.059
2426	Seez - Mels	46.4275	7.4738	2832	1803	477	106	-0.313
2430	Rein da Sumvitg - Sumvitg. Encardens	46.6511	8.9919	3161	2457	1487	22	-0.380
2436	Chli Schliere - Alpnach. Chilch Erli	46.5705	9.9373	2117	1345	449	22	-0.198
2457	Aare - Ringgenberg. Goldswil	46.6952	7.8806	4142	1951	558	1138	0.981
2468	Sitter - St. Gallen. Bruggen / Au	47.4150	9.0787	2448	1042	573	261	4.097
2469	Kander - Hondrich	46.6616	9.5773	3663	1854	634	491	0.806
2473	Rhein - Diepoldsau. Rietbrücke	46.8390	9.4574	3610	1771	407	6299	0.559
2474	Calancasca - Buseno	46.3777	8.9706	3149	1931	754	121	0.051
2475	Maggia - Bignasco. Ponte Nuovo	46.6655	7.8725	3245	1879	437	316	-0.081
2480	Areuse - Boudry	46.9503	6.8399	1601	1077	445	378	-0.245
2481	Engelberger Aa - Buochs. Flugplatz	46.8725	7.8057	3191	1609	441	228	0.580
2486	Veveyse - Vevey. Copet	47.2397	9.5109	1951	1098	402	65	0.364
2487	Kleine Emme - Werthenstein. Chappelboden	47.0715	8.2795	2210	1167	584	311	1.380
2488	Simme - Latterbach	47.4158	9.3288	3243	1594	661	563	1.339
2491	Schächen - Bürglen. Galgenwäldli	47.3691	8.5273	3217	1728	494	108	0.325
2493	Promenthouse - Gland. Route Suisse	46.4073	6.2700	1627	1027	392	120	-0.086
2494	Ticino - Polleggio Campagna	46.7770	9.2076	3168	1796	292	444	-0.128
2498	Glenner - Castrisch	46.9741	8.4064	3318	2022	691	381	-0.041
2602	Rhein - Domat/Ems	46.1269	7.0922	3610	2013	564	3229	0.160
2603	Ilfis - Langnau	46.7164	9.4486	2080	1039	688	187	4.025
2604	Biber - Biberbrugg	47.1547	8.7220	1477	1003	825	32	3.264
2605	Verzasca lavertezzo Campioi	46.6325	7.9008	2862	1651	494	185	0.071
2606	Rhone a Genève	46.3709	8.5440	4617	1658	369	8000	2.435
2607	Goneri - Oberwald	46.7748	9.2119	3139	2383	1399	39	-0.326
2609	Alp - Einsiedeln	47.1521	8.7404	1768	1157	843	47	1.698
2612	Riale di Pincascia - Lavertezzo	46.6877	7.2824	2511	1705	561	45	-0.407
2617	Rom - Müstair	46.3180	7.9878	3021	2184	1232	128	-0.175
2634	Kleine Emme - Emmen	46.6679	7.6721	2210	1054	439	478	1.570
2635	Grossbach - Einsiedeln. Gross	46.3201	6.9718	1573	1283	939	9	-0.225

Tabella B: Dati idrologici

Codice	Bacino	Anno inizio	Anno fine	N° Colmi	Portata media al colmo (m³/s)	Portata specifica media al colmo (m³/s/km²)
2011	Rhone a Sion	1916	2007	102	537.1	0.159
2016	Aare - Brugg	1916	2007	102	838.0	0.072
2018	Reuss - Mellingen	1904	2007	114	495.6	0.146
2019	Aare - Brienzwiler	1905	2007	113	206.1	0.371
2020	Ticino - Bellinzona	1914	2007	104	891.4	0.588
2024	Rhone a Branson	1941	2007	77	532.0	0.143
2029	Aare - Brügg. Aegerten	1905	2007	113	517.0	0.063
2030	Aare - Thun	1906	2007	112	315.3	0.128
2033	Vorderrhein - Ilanz	1910	2007	108	383.3	0.495
2053	Drance - Martigny. Pont de Rossettan	1991	2007	27	62.2	0.092
2056	Reuss - Seedorf	1904	2007	114	313.6	0.377
2063	Aare - Murgenthal	1916	2007	102	727.3	0.072
2067	Inn - Martina	1904	2007	114	291.4	0.150
2078	Poschiavino - Le Prese	1931	2007	87	46.7	0.278
2085	Aare - Hagneck	1984	2007	33	715.1	0.140
2086	Brenno - Loderio	1904	2007	113	189.0	0.472
2087	Reuss - Andermatt	1910	2007	108	115.7	0.609
2091	Rhein - Rheinfelden. Messstation	1933	2007	85	2823.0	0.082
2099	Limmat - Zürich. Unterhard	1906	2007	112	342.2	0.157
2102	Sarner Aa - Sarnen	1907	2007	111	31.3	0.116
2104	Linth - Weesen. Biäsche	1907	2007	111	163.8	0.154
2105	Inn - St. Moritzbad	1907	2007	111	30.6	0.198
2109	Lütschine - Gsteig	1908	2007	110	127.8	0.335
2110	Reuss - Mühlau. Hünenberg	1906	2007	112	483.9	0.167
2112	Sitter - Appenzell	1912	2007	106	76.2	1.024
2117	Drance de Bagnes - Le Châble. Vilette	1911	2007	107	57.8	0.228
2119	Sarine - Fribourg	1911	2007	107	332.4	0.262
2135	Aare - Bern. Schönau	1918	2007	100	357.9	0.122
2141	Albula - Tiefencastel	1921	2007	97	79.9	0.151
2143	Rhein - Rekingen	1904	2007	114	1178.1	0.080
2150	Landquart - Felsenbach	1913	2007	101	188.3	0.307
2151	Simme - Oberwil	1921	2007	97	83.0	0.241
2152	Reuss - Luzern. Geissmattbrücke	1922	2007	96	292.6	0.130
2160	Sarine - Broc. Château d'en bas	1923	2007	95	219.4	0.345
2161	Massa - Blatten bei Naters	1904	2007	103	89.8	0.458
2170	Arve - Genève. Bout du Monde	1904	2007	114	490.6	0.249
2174	Rhone a Chancy (Aux Ripes)	1904	2007	114	973.9	0.094
2176	Sihl - Zürich. Sihlhölzli	1919	2007	99	147.1	0.429
2179	Sense - Thörishaus. Sensematt	1928	2007	90	157.9	0.450
2185	Plessur - Chur. nur Hauptstation	1931	2007	87	49.6	0.188
2187	Werdenberger Binnenkanal - Salez	1931	2007	87	67.5	0.369

Codice	Bacino	Anno inizio	Anno fine	N° Colmi	Portata media al colmo (m ³ /s)	Portata specifica media al colmo (m ³ /s/km ²)
2200	Weisse Lütschine - Zweilütschinen	1933	2007	85	64.1	0.388
2203	Grande Eau - Aigle	1935	2007	83	37.8	0.287
2205	Aare - Untersiggenthal. Stilli	1904	2007	114	1543.1	0.088
2215	Saane - Laupen	1944	2007	74	402.8	0.216
2219	Simme - Oberried / Lenk	1944	2007	74	17.9	0.516
2232	Allenbach - Adelboden	1950	2007	68	27.8	0.966
2239	Spöl - Punt dal Gall	1951	2007	56	35.2	0.119
2243	Limmat - Baden. Limmatpromenade	1903	2007	85	371.9	0.156
2244	Krummbach a Klusmatten	1952	2007	64	10.1	0.522
2256	Rosegbach - Pontresina	1955	2007	63	29.0	0.437
2262	Berninabach - Pontresina	1955	2007	63	48.6	0.454
2263	Chamuerabach - La Punt-Chamues-ch	1955	2007	63	17.3	0.235
2265	Inn - Tarasp	1957	2007	61	218.3	0.138
2268	Rhone a Gletsch	1956	2007	68	20.6	0.522
2269	Lonza a Blatten	1956	2007	62	37.8	0.488
2276	Grosstalbach - Isenthal	1957	2007	61	17.6	0.400
2288	Rhein - Neuhausen. Flurlingerbrücke	1904	2007	114	719.4	0.060
2289	Rhein - Basel. Rheinhalle	1969	2007	149	2895.0	0.081
2290	Areuse - St-Sulpice	1959	2007	59	38.6	0.371
2299	Alpbach - Erstfeld. Bodenber	1961	2007	57	22.6	1.093
2300	Minster - Euthal. Rütli	1961	2007	57	93.9	1.588
2303	Thur - Jonschwil. Mühlau	1966	2007	52	344.9	0.700
2304	Ova dal Fuorn - Zernez. Punt la Drossa	1960	2007	58	7.9	0.142
2307	Suze - Sonceboz	1961	2007	57	30.0	0.236
2319	Ova da Cluozza - Zernez	1962	2007	55	7.3	0.269
2327	Dischmabach - Davos. Kriegsmatte	1964	2007	54	11.6	0.270
2333	Bied du Locle - La Rançonnière	1964	2007	54	6.0	0.164
2342	Saltina a Brig	1966	2007	52	28.9	0.377
2346	Rhone a Brig	1965	2007	53	257.6	0.284
2347	Riale di Roggiasca - Roveredo	1966	2007	52	27.4	3.368
2351	Vispa a Visp	1903	2007	106	150.4	0.191
2352	Linth - Linthal. Ausgleichsbecken KLL	1967	2007	51	69.9	0.475
2355	Landwasser - Davos. Frauenkirch	1967	2007	51	32.9	0.179
2356	Riale di Calneggia - Caveragno	1967	2007	51	44.1	1.847
2364	Ticino- Piotta	1925	2007	93	60.1	0.378
2366	Poschiavino - La Rôsa	1970	2007	47	6.2	0.443
2368	Maggia - Locarno. Solduno	1970	2007	42	1386.5	1.496
2371	Orbe - Le Chenit. Frontière	1971	2007	47	8.5	0.184
2372	Linth - Mollis. Linthbrücke	1914	2007	104	197.8	0.330
2378	Orbe - Orbe. Le Chalet	1906	2007	112	93.9	0.274
2384	Muota - Ingenbohl	1917	2007	101	173.5	0.547
2387	Hinterrhein - Fürstenu	1974	2007	44	382.3	0.242
2403	Inn - Cinuos-chel	1974	2007	43	124.2	0.169
2409	Emme - Eggwil. Heidbüel	1975	2007	43	115.5	0.932
2418	Julia - Tiefencastel	1977	2007	41	50.2	0.155

Codice	Bacino	Anno inizio	Anno fine	N° Colmi	Portata media al colmo (m ³ /s)	Portata specifica media al colmo (m ³ /s/km ²)
2419	Rhone a Reckingen	1903	2007	94	80.0	0.374
2420	Moesa - Lumino Sassello	1913	2007	93	362.1	0.767
2426	Seez - Mels	1966	2007	52	39.0	0.368
2430	Rein da Sumvitg - Sumvitg. Encardens	1932	2007	83	29.3	1.343
2436	Chli Schliere - Alpnach. Chilch Erli	1979	2007	39	28.5	1.317
2457	Aare - Ringgenberg. Goldswil	1980	2007	37	181.8	0.160
2468	Sitter - St. Gallen. Bruggen / Au	1981	2007	37	248.8	0.953
2469	Kander - Hondrich	1903	2007	113	126.9	0.258
2473	Rhein - Diepoldsau. Rietbrücke	1919	2007	99	1357.6	0.216
2474	Calancasca - Buseno	1952	2007	64	157.9	1.305
2475	Maggia - Bignasco. Ponte Nuovo	1982	2007	36	318.1	1.007
2480	Areuse - Boudry	1904	2007	114	99.7	0.264
2481	Engelberger Aa - Buochs. Flugplatz	1916	2007	102	78.2	0.343
2486	Veveyse - Vevey. Copet	1984	2007	34	55.2	0.856
2487	Kleine Emme - Werthenstein. Chappelboden	1985	2007	33	212.8	0.684
2488	Simme - Latterbach	1986	2007	32	149.1	0.265
2491	Schächen - Bürglen. Galgenwäldli	1930	2007	87	36.0	0.334
2493	Promenthouse - Gland. Route Suisse	1986	2007	32	20.1	0.167
2494	Ticino - Polleggio Campagna	1987	2007	31	316.4	0.713
2498	Glenner - Castrisch	1989	2007	29	149.7	0.393
2602	Rhein - Domat/Ems	1899	2007	116	948.2	0.294
2603	Ilfis - Langnau	1990	2007	28	144.5	0.773
2604	Biber - Biberbrugg	1990	2007	28	30.2	0.948
2605	Verzasca lavertezzo Campioi	1990	2007	28	396.3	2.142
2606	Rhone a Genève	1924	2007	94	566.8	0.071
2607	Goneri - Oberwald	1991	2007	27	36.0	0.936
2609	Alp - Einsiedeln	1992	2007	26	83.1	1.780
2612	Riale di Pincascia - Lavertezzo	1993	2007	25	105.0	2.359
2617	Rom - Müstair	1914	2007	32	14.1	0.110
2634	Kleine Emme - Emmen	1936	2007	82	284.2	0.594
2635	Grossbach - Einsiedeln. Gross	1972	2007	46	16.8	1.882

ALLEGATO 2 – Regressioni delle singole stazioni

In questo allegato si riportano i risultati ottenuti dall'applicazione della regressione con i minimi quadrati alle singole stazioni selezionate in Austria, Italia e Svizzera. In particolare, l'analisi regressiva è stata condotta considerando tutta la serie storica disponibile per ciascuna stazione (*Tabella A*) e, ove possibile in base alla disponibilità e alla sufficiente numerosità dei dati, è stato effettuato un approfondimento attraverso un'ulteriore regressione sul periodo 1980-2010 (2007 per l'Austria), con lo scopo di evidenziare quanto la significatività dei trend sia aumentata negli ultimi anni (*Tabella B*). Nelle tabelle sono sottolineati i valori di coefficiente angolare negativi ed evidenziati in azzurro i valori positivi del test. Inoltre, per quanto riguarda l'Italia, per alcuni bacini non è stato possibile condurre entrambe le analisi, poiché alcune stazioni sono caratterizzate da periodi di registrazioni precedenti al 1980, mentre altre possiedono dati solo dopo tale anno.

A2.1 - Italia

Tabella A: Regressione con i minimi quadrati (tutta la serie storica)

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
11001	Sarca di Nambron a Pian di Nambron	0.0088	0.86	Non superato
11005	Adda a Fuentes	<u>-0.0010</u>	0.97	Non superato
11007	Brembo a Ponte Briolo	<u>-0.0021</u>	0.50	Non superato
11008	Serio a Ponte Cene	<u>-0.0042</u>	1.14	Non superato
11011	S. Bernardino a Santino	0.026	1.07	Non superato
11012	Toce a Cadarese	<u>-0.0045</u>	1.39	Non superato
11013	Toce a Candoglia	<u>-0.0011</u>	0.24	Non superato
11015	Mastallone (Sesia) a Ponte Folle	<u>-0.0101</u>	0.44	Non superato
11016	Rutor (Dora Baltea) a Promise	0.0017	0.50	Non superato
11017	Savara a Eau Rousse	<u>-0.0035</u>	1.41	Non superato
11018	Artanavaz (Dora Baltea) a St Oyen	<u>-0.0075</u>	3.19	Superato
11019	Ayasse (Dora Baltea) a Champorcher	<u>-0.0025</u>	0.47	Non superato
11020	Dora Baltea a Tavagnasco	<u>-0.00002</u>	0.01	Non superato
11021	Orco a Pont Canavese	0.017	1.68	Non superato
11022	Stura di Lanzo a Lanzo	0.0028	0.41	Non superato
11023	Chisone a Soucheres Basses	<u>-0.0091</u>	1.95	Non superato
11024	Chisone a S. Martino	0.0025	0.41	Non superato
11025	Grana a Monterosso	<u>-0.0021</u>	0.40	Non superato
11026	Tanaro a Ponte di Nava	<u>-0.0062</u>	0.46	Non superato
11027	Tanaro a Nucetto	<u>-0.0069</u>	0.63	Non superato
11029	Stura di Demonte a Gaiola	0.0015	0.42	Non superato
11030	Gesso della Valletta (Stura di Demonte)	<u>-0.018</u>	1.20	Non superato
11031	Gesso di Entracque (Stura di Demonte)	<u>-0.018</u>	1.43	Non superato
11040	Po a Crissolo	<u>-0.026</u>	1.33	Non superato
11050	Cervo (Sesia) a Passobreve	0.030	0.78	Non superato
11051	Dora Baltea ad Aosta	0.0032	1.76	Non superato
11052	Evançon a Champoluc	<u>-0.0081</u>	2.51	Superato
11053	Lys (Dora Baltea) a Gressoney St. Jean	0.0052	1.28	Non superato
11054	Dora Riparia a Ulzio (Oulx)	0.00014	0.05	Non superato
11055	Dora Riparia a S. Antonio di Susa	0.00005	0.09	Non superato
11056	Corsaglia a Presa Centrale Molline	0.0099	1.87	Non superato
11058	Stura di Demonte a Pianche	0.0082	1.96	Non superato
11059	Rio Bagni (Stura di Demonte) a Vinadio	<u>-0.0180</u>	2.79	Superato
11074	Sesia a Campertogno	<u>-0.0035</u>	0.25	Non superato
11075	Sesia a Ponte Aranco	0.044	1.27	Non superato
11077	Chisone a Fenestrelle	<u>-0.00049</u>	0.12	Non superato
11081	Sarca a Ponte Plaza	<u>-0.0012</u>	0.35	Non superato
11091	Dora Baltea a Ponte di Mombardone	<u>-0.0026</u>	2.66	Superato
11093	Lys a d'Ejola	<u>-0.021</u>	5.04	Superato
11094	Stura di Viù a Usseglio	0.029	4.60	Superato
11095	Dora di Bardonecchia a Beaulard	<u>-0.0056</u>	3.99	Superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
11096	Varaita a Rore	<u>-0.00084</u>	0.37	Non superato
11097	Tanaro a Ormea	0.0097	0.75	Non superato
11102	Po a S.Mauro Torinese	0.00040	0.20	Non superato
11103	Po a Casale Monferrato	0.0028	1.53	Non superato
11106	Adda a Tirano	0.0021	0.52	Non superato
11117	Breuil a Alpette	<u>-0.0015</u>	0.44	Non superato
11122	Cannobino a Traffiume			
11125	Chiavanne a Alpette	<u>-0.032</u>	4.62	Superato
11126	Chiusella a Gurzia	<u>-0.011</u>	0.44	Non superato
11129	Dora Baltea a Mazzè	<u>-0.0040</u>	0.69	Non superato
11130	Dora di Rhemes a Notre Dame	<u>-0.0020</u>	2.00	Superato
11135	Dora Riparia a Torino Ponte Washington	<u>-0.0036</u>	1.47	Non superato
11141	Grand'Eyvia a Cretaz	0.0031	0.44	Non superato
11142	Isorno a Pontetto			
11143	Lys a Guillemore			
11144	Maira a Racconigi			
11145	Maira a Saretto			
11146	Maira a San Damiano Macra	<u>-0.00090</u>	0.52	Non superato
11149	Marmore a Perreres			
11150	Melezet a Melezet			
11154	Orco a San Benigno Canavese			
11156	Pellice a Villafranca Piemonte			
11157	Po a Carignano			
11164	Rutor a La Joux	0.0029	1.30	Non superato
11166	San Bernardino a Trobaso			
11167	Stura di Demonte a Fossano			
11169	Sermeza a Rimasco	0.00064	0.03	Non superato
11172	San Giovanni a Possaccio			
11173	Stura di Lanzo a Torino			
11176	Stura di Viù a Malciaussia	<u>-0.00022</u>	0.08	Non superato
11177	Tanaro a Alba			
11178	Tanaro a Garessio			
11180	Tanaro a Piantorre			
11184	Toce a Lago d'Avino	0.0054	0.88	Non superato
11185	Toce a Lago Busin	0.0035	1.27	Non superato
11186	Toce a Lago del Sabbione	<u>-0.0055</u>	1.40	Non superato
11187	Toce a Lago Vannino	0.0021	1.04	Non superato
11188	Varaita a Castello	<u>-0.00017</u>	0.11	Non superato
11189	Varaita a Rossana			
11194	Po Palazzolo Vercellese	0.0049	2.94	Superato
11195	Sarca di Val Genova Malga Ceret	0.16	4.42	Superato
11196	Sarca di Val Genova (opera di presa)	0.0066	2.72	Superato
11197	Sarca Nago	0.0016	0.48	Non superato
11198	Sarca Saone	0.00043	0.09	Non superato
12001	Tagliamento a Pioverno	<u>-0.018</u>	2.35	Superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
12002	Piave a Presenaio	0.0022	0.89	Non superato
12003	Piave a Ponte della Lasta	0.00018	0.09	Non superato
12006	Brenta a Barziza (Bassano)	<u>-0.00086</u>	0.17	Non superato
12007	Astico a Forni di Val dAstico	<u>-0.0081</u>	1.62	Non superato
12009	Adige a Tel	<u>-0.00031</u>	0.93	Non superato
12010	Plan a Plan	0.014	2.88	Superato
12011	Adige a Ponte dAdige	<u>-0.00037</u>	0.67	Non superato
12012	Ridanna a Vipiteno	0.0020	0.90	Non superato
12013	Isarco a Pra di Sopra	0.00059	0.42	Non superato
12014	Rienza a Monguelfo	0.0033	2.36	Superato
12015	Aurino a Ca' di Pietra	<u>-0.00030</u>	0.22	Non superato
12016	Gadera a Mantana	<u>-0.00054</u>	0.27	Non superato
12017	Rienza a Vandoies	0.00065	1.51	Non superato
12018	Ega a Ponte Nova	0.0014	1.44	Non superato
12019	Avisio a Soraga	0.00066	0.60	Non superato
12020	Adige a Trento	0.00012	0.22	Non superato
12021	Adige a Boara Pisani	<u>-0.00043</u>	1.24	Non superato
12023	Piave a Ponte Cordevole	0.0032	0.74	Non superato
12024	Padola a Ponte Padola	0.0085	3.33	Superato
12025	Piave Ansiei a Auronzo	0.0063	2.10	Superato
12027	Boite a Vodo	0.00055	0.29	Non superato
12030	Cordevole a Caprile	0.0055	2.62	Superato
12031	Mis a Ponte Sant'Antonio	0.061	3.55	Superato
12032	Piave a Segusino	0.0010	0.34	Non superato
12033	Brenta a Ospedaletto	0.00067	0.43	Non superato
12034	Rio Valsura Lana	<u>-0.00017</u>	0.10	Non superato
12036	Adige a Pescantina	<u>-0.00095</u>	1.61	Non superato
12038	Boite a Perarolo	0.0036	1.83	Non superato
12044	Riva a Seghe di Riva	0.00010	0.03	Non superato
12045	Noce a Ponte Ravina	<u>-0.0016</u>	1.12	Non superato
12046	Noce a Dermulo	<u>-0.0024</u>	1.30	Non superato
12047	Travignolo a Sottosassa	<u>-0.00036</u>	0.04	Non superato
12050	Adige a Bronzolo	<u>-0.00007</u>	0.17	Non superato
12051	Adige a Spondigna			
12052	Aurino a Caminata			
12053	Aurino a San Giorgio			
12054	Cellina a Barcis	<u>-0.0040</u>	0.33	Non superato
12057	Cismon a Corlo	<u>-0.00090</u>	0.20	Non superato
12058	Cordevole a Alleghe Diga	0.0023	1.16	Non superato
12059	Cordevole a Saviner	0.00098	0.53	Non superato
12063	Isarco a Fortezza	0.0019	1.65	Non superato
12069	Piave a Pieve Diga	<u>-0.00032</u>	0.09	Non superato
12070	Posina a Stancari	0.017	1.29	Non superato
12071	Rio Anterselva a Bagni Salomone			
12072	Rio Casies a Colle			

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
12073	Rio Massiaga			
12075	Astico alla Diga di Leda	<u>-0.0043</u>	0.82	Non superato
12076	Avisio a Stramentizzo	0.0067	1.34	Non superato
12078	Diga di Careser	0.016	1.97	Non superato
12079	Diga di Forte Buso	0.0031	0.19	Non superato
12081	Diga di Santa Giustina	<u>-0.0023</u>	0.78	Non superato
12083	Diga di Speccheri	<u>-0.077</u>	2.23	Superato
12084	Diga di Val Schener	<u>-0.071</u>	3.63	Superato
12085	Diga di Zoccolo	0.0018	1.39	Non superato

Tabella B: Regressione con i minimi quadrati (periodo 1980-2010)

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
11001	Sarca di Nambron a Pian di Nambron	0.027	2.14	Superato
11005	Adda a Fuentes	<u>-0.0020</u>	1.11	Non superato
11007	Brembo a Ponte Briolo	<u>-0.0072</u>	1.23	Non superato
11008	Serio a Ponte Cene	<u>-0.0084</u>	1.43	Non superato
11011	S. Bernardino a Santino			
11012	Toce a Cadarese			
11013	Toce a Candoglia	<u>-0.0066</u>	0.80	Non superato
11015	Mastallone (Sesia) a Ponte Folle	<u>-0.0058</u>	0.25	Non superato
11016	Rutor (Dora Baltea) a Promise			
11017	Savara a Eau Rouse			
11018	Artanavaz (Dora Baltea) a St Oyen			
11019	Ayasse (Dora Baltea) a Champorcher			
11020	Dora Baltea a Tavagnasco	0.0017	0.55	Non superato
11021	Orco a Pont Canavese			
11022	Stura di Lanzo a Lanzo	0.0013	0.09	Non superato
11023	Chisone a Soucheres Basses			
11024	Chisone a S. Martino	0.00033	0.04	Non superato
11025	Grana a Monterosso	<u>-0.0026</u>	0.44	Non superato
11026	Tanaro a Ponte di Nava			
11027	Tanaro a Nucetto			
11029	Stura di Demonte a Gaiola			
11030	Gesso della Valletta (Stura di Demonte)			
11031	Gesso di Entracque (Stura di Demonte)			
11040	Po a Crissolo			
11050	Cervo (Sesia) a Passobreve			
11051	Dora Baltea ad Aosta			
11052	Evançon a Champoluc			
11053	Lys (Dora Baltea) a Gressoney St. Jean			
11054	Dora Riparia a Ulzio (Oulx)			

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
11055	Dora Riparia a S. Antonio di Susa			
11056	Corsaglia (Tanaro) a Presa Centrale Molline			
11058	Stura di Demonte a Pianche			
11059	Rio Bagni (Stura di Demonte) a Bagni di Vinadio			
11074	Sesia a Campertogno			
11075	Sesia a Ponte Aranco			
11077	Chisone a Fenestrelle			
11081	Sarca a Ponte Plaza			
11091	Dora Baltea a Ponte di Mombardone			
11093	Lys a d'Ejola			
11094	Stura di Viù a Usseglio			
11095	Dora di Bardonecchia a Beaulard			
11096	Varaita a Rore	0.00061	0.46	Non superato
11097	Tanaro a Ormea			
11102	Po a S. Mauro Torinese			
11103	Po a Casale Monferrato			
11106	Adda a Tirano			
11117	Breuil a Alpette			
11122	Cannobino a Traffiume	<u>-0.0097</u>	0.59	Non superato
11125	Chiavanne a Alpette			
11126	Chiusella a Gurzia			
11129	Dora Baltea a Mazzè			
11130	Dora di Rhemes a Notre Dame			
11135	Dora Riparia a Torino Ponte Washington			
11141	Grand'Eyvia a Cretaz			
11142	Isorno a Pontetto	<u>-0.092</u>	3.52	Superato
11143	Lys a Guillemore	0.022	2.36	Superato
11144	Maira a Racconigi	0.0058	2.75	Superato
11145	Maira a Saretto	<u>-0.0014</u>	1.25	Non superato
11146	Maira a San Damiano Macra			
11149	Marmore a Perreres	<u>-0.014</u>	1.78	Non superato
11150	Melezet a Melezet	0.0020	1.17	Non superato
11154	Orco a San Benigno Canavese	<u>-0.020</u>	1.43	Non superato
11156	Pellice a Villafranca Piemonte	0.011	1.30	Non superato
11157	Po a Carignano	0.00070	0.24	Non superato
11164	Rutor a La Joux	0.011	4.46	Superato
11166	San Bernardino a Trobaso	0.037	2.13	Superato
11167	Stura di Demonte a Fossano	<u>-0.013</u>	2.32	Superato
11169	Sermenza a Rimasco	0.0080	0.23	Non superato
11172	San Giovanni a Possaccio	0.050	0.95	Non superato
11173	Stura di Lanzo a Torino	<u>-0.020</u>	1.66	Non superato
11176	Stura di Viù a Malciaussia	0.014	2.78	Superato
11177	Tanaro a Alba	<u>-0.027</u>	3.79	Superato
11178	Tanaro a Garessio	0.011	1.03	Non superato
11180	Tanaro a Piantorre	<u>-0.0069</u>	0.57	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
11184	Toce a Lago d'Avino	0.029	2.29	Superato
11185	Toce a Lago Busin	0.0041	0.71	Non superato
11186	Toce a Lago del Sabbione	0.0009	0.17	Non superato
11187	Toce a Lago Vannino	0.0062	1.71	Non superato
11188	Varaita a Castello	0.0041	2.55	Superato
11189	Varaita a Rossana	<u>-0.0085</u>	1.36	Non superato
11194	Po Palazzolo Vercellese			
11195	Sarca di Val Genova Malga Ceret			
11196	Sarca di Val Genova opera presa			
11197	Sarca Nago			
11198	Sarca Saone			
12001	Tagliamento a Pioverno			
12002	Piave a Presenaio			
12003	Piave a Ponte della Lasta			
12006	Brenta a Barziza (Bassano)			
12007	Astico a Forni di Val dAstico			
12009	Adige a Tel	<u>-0.00013</u>	0.19	Non superato
12010	Plan a Plan			
12011	Adige a Ponte dAdige	<u>-0.0019</u>	1.71	Non superato
12012	Ridanna a Vipiteno	<u>-0.00098</u>	0.34	Non superato
12013	Isarco a Pra di Sopra			
12014	Rienza a Monguelfo	0.0049	2.29	Superato
12015	Aurino a Ca' di Pietra	0.00083	0.41	Non superato
12016	Gadera a Mantana			
12017	Rienza a Vandoies	0.00026	0.51	Non superato
12018	Ega a Ponte Nova			
12019	Avisio a Soraga	0.0018	1.62	Non superato
12020	Adige a Trento			
12021	Adige a Boara Pisani	0.00012	0.29	Non superato
12023	Piave a Ponte Cordevole			
12024	Padola a Ponte Padola			
12025	Piave Ansiei a Auronzo			
12027	Boite a Vodo	0.0046	1.80	Non superato
12030	Cordevole a Caprile			
12031	Mis a Ponte SantAntonio			
12032	Piave a Segusino			
12033	Brenta a Ospedaletto			
12034	Rio Valsura Lana			
12036	Adige a Pescantina			
12038	Boite a Perarolo			
12044	Riva a Seghe di Riva			
12045	Noce a Ponte Ravina			
12046	Noce a Dermulo			
12047	Travignolo a Sottosassa			
12050	Adige Bronzolo	<u>-0.00076</u>	1.06	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
12051	Adige Spondigna	<u>-0.0017</u>	3.01	Superato
12052	Aurino Caminata	0.014	2.83	Superato
12053	Aurino S Giorgio	<u>-0.0011</u>	0.76	Non superato
12054	Cellina Barcis	0.030	2.33	Superato
12057	Cismon Corlo	0.0030	0.62	Non superato
12058	Cordevole Alleghe diga	0.0027	1.34	Non superato
12059	Cordevole Saviner	0.0033	1.12	Non superato
12063	Isarco Fortezza			
12069	Piave Pieve diga	<u>-0.0032</u>	0.75	Non superato
12070	Posina Stancari			
12071	Rio Anterselva Bagni Salomone	<u>-0.0022</u>	1.57	Non superato
12072	Rio Casies Colle	<u>-0.0013</u>	1.01	Non superato
12073	Rio Massiaga	0.029	1.78	Non superato
12075	Astico alla Diga di Leda			
12076	Avisio a Stramentizzo			
12078	Diga di Careser			
12079	Diga di Forte Buso			
12081	Diga di Santa Giustina			
12083	Diga di Speccheri			
12084	Diga di Val Schener			
12085	Diga di Zoccolo			

A2.2 - Austria

Tabella A: Regressione con i minimi quadrati (tutta la serie storica)

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
200105	Garsella	0.0034	0.79	Non superato
200147	Gisingen	0.00020	0.17	Non superato
200196	Lustenau_(Eisenbahnbrue_ke)	<u>-0.00022</u>	0.20	Non superato
200204	Enz	0.011	1.12	Non superato
200246	Hopfreben	0.0053	0.80	Non superato
200253	Au	0.0052	1.28	Non superato
200261	Mellau	0.0077	1.91	Non superato
200287	Schoenenbach_(Hengstig)	0.0069	0.88	Non superato
200360	Lech	0.012	1.89	Non superato
200378	Lech_(Tannbergbruecke)	0.0074	1.88	Non superato
201012	Steeg	0.0061	2.34	Superato
201053	Vorderhornbach_(Bruecke)	0.0046	1.94	Non superato
201087	Lechaschau	0.0035	1.61	Non superato
201111	Vils_(Laende)	0.0044	1.34	Non superato
201293	Landeck-Perjen	<u>-0.00094</u>	1.66	Non superato
201319	Imst (Bahnhof)	0.00021	0.30	Non superato
201368	Vent_(unterh._Niederta_bach)	0.0019	1.17	Non superato
201459	Magerbach	<u>-0.00041</u>	0.98	Non superato
201525	Innsbruck (oberh.Sill)	<u>-0.00033</u>	0.90	Non superato
201533	Gries_am_Brenner	0.0013	1.57	Non superato
201566	Szeinach am Brenner	<u>-0.0013</u>	0.85	Non superato
201574	Puig	0.00094	1.05	Non superato
201574	Puig	0.00071	0.47	Non superato
201624	Innsbruck - Reichenau	<u>-0.000062</u>	0.07	Non superato
201657	Wattens	<u>-0.0017</u>	0.53	Non superato
201681	Jenbach - Rotholz	0.00033	0.69	Non superato
201723	Persal	<u>-0.0030</u>	1.46	Non superato
201749	Mayrhofen	<u>-0.00061</u>	0.50	Non superato
201780	Hart im Zillertal	<u>-0.0014</u>	1.38	Non superato
201806	Brixlegg	<u>-0.00010</u>	0.21	Non superato
201822	Mariathal	0.0025	0.80	Non superato
201863	Bruckhaeusl	0.0031	1.74	Non superato
201913	Kitzbuehel_(Bahnhofsbrue_ke)	0.0035	1.94	Non superato
201921	Sperten	0.0016	0.67	Non superato
201939	St._Johann_in_Tirol	0.0034	1.72	Non superato
201947	Almdorf	0.0051	1.34	Non superato
203034	Sulzau	0.0036	0.00	Non superato
203042	Neukirchen	0.0083	2.65	Superato
203075	Mittersill	<u>-0.00021</u>	0.17	Non superato
203075	Mittersill	<u>-0.00063</u>	0.49	Non superato
203125	Bruck (Salzach)	<u>-0.00019</u>	0.27	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
203141	Bruck_(Fuscher_Ache)	0.00080	1.03	Non superato
203166	Rauris_(Unterland)	<u>-0.00033</u>	0.22	Non superato
203174	Dienten	0.00019	0.09	Non superato
203208	Bad_Hofgastein	0.0027	1.28	Non superato
203224	Grossarl	0.0027	1.64	Non superato
203232	Wagrain	<u>-0.0034</u>	2.20	Superato
203257	Kreuzbergmauth	0.0010	0.82	Non superato
203307	Obergaeu	0.0012	0.32	Non superato
203315	Torren	0.0037	1.15	Non superato
203323	Golling	<u>-0.000056</u>	0.08	Non superato
203463	Viehhofen	0.0022	1.07	Non superato
203471	Saalfelden	0.0014	0.61	Non superato
203505	Lofer_(Loferbach)	0.0029	1.25	Non superato
203711	Altenmarkt_im_Pongau	0.0021	2.11	Superato
203760	Mauterndorf	0.0011	0.94	Non superato
203778	Weisspriach	<u>-0.00033</u>	0.31	Non superato
203786	Tamsweg_(Taurach)	0.00055	0.77	Non superato
204032	Werfen	0.0035	2.85	Superato
205104	Obertraun	0.0015	0.89	Non superato
205120	Waldbachstrub	0.0027	1.05	Non superato
205765	Dietlgut	0.0041	1.36	Non superato
205807	Spital_am_Pyhrn	0.0019	0.72	Non superato
205815	Windischgarsten	0.0044	1.09	Non superato
205823	Teichlbruecke	0.0028	0.81	Non superato
210526	Archkogel	0.0015	1.53	Non superato
210542	Altaussee_(Traun)	0.0017	0.72	Non superato
210583	Kainisch	0.00015	0.12	Non superato
210625	Tetter	<u>-0.00021</u>	0.12	Non superato
210641	Schladming	0.00093	1.02	Non superato
210773	Aigen_im_Ennstal-Kette	<u>-0.00065</u>	0.67	Non superato
210799	Liezen (Rötelbrücke)	0.00020	0.41	Non superato
210815	Selzthal	0.000027	0.07	Non superato
210823	Admont (Enns)	<u>-0.00054</u>	1.12	Non superato
210849	Gscgatterboden	<u>-0.000016</u>	0.03	Non superato
210864	Gusswerk	0.0035	1.27	Non superato
210880	Weichselboden	0.016	2.89	Superato
210898	Wildalpen	0.00078	0.49	Non superato
211102	St.Georgen_ob_Judenbur	0.00051	0.85	Non superato
211110	Ziestl	<u>-0.0010</u>	1.17	Non superato
211136	Zeltweg	0.00029	0.59	Non superato
211169	Kammern_im_Liesingtal	<u>-0.00027</u>	0.61	Non superato
211185	Leoben	0.000033	0.08	Non superato
211193	Donawitz	0.00029	0.62	Non superato
211227	Neuberg_an_der_Muerz	0.0031	1.25	Non superato
211243	Kindthal	0.00067	0.87	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
211268	Kapfenberg-Diemlach	0.0015	2.68	Superato
211292	Bruck_an_der_Mur_unter_Muerz	0.000047	0.14	Non superato
211383	Schwanberg	0.0032	1.04	Non superato
212027	Rabland	0.00025	0.32	Non superato
212068	Innergsschloess	0.0057	1.09	Non superato
212076	Matreier_Tauernhaus	0.0051	0.83	Non superato
212092	Bruehl	0.0014	0.75	Non superato
212126	Spoettling-Taurer	0.0027	1.01	Non superato
212167	Lienz	<u>-0.00092</u>	0.67	Non superato
212183	Waier	<u>-0.0019</u>	0.92	Non superato
212316	Lienz-Peggetz	<u>-0.00065</u>	0.78	Non superato
212324	Oberdrauburg_(DFUe)	<u>-0.00051</u>	0.54	Non superato
212357	Sachsenburg_(Bruecke)	<u>-0.00074</u>	0.96	Non superato
212381	Mallnitz	<u>-0.0034</u>	1.34	Non superato
212431	Gmuend	<u>-0.00088</u>	0.79	Non superato
212431	Gmünd - OWF	<u>-0.00013</u>	0.10	Non superato
212522	Seebruecke	0.00012	0.41	Non superato
212613	Maria_Luggau_(Moos)	<u>-0.0022</u>	0.62	Non superato
212647	Mauthen	<u>-0.0016</u>	0.43	Non superato
212670	Rattendorf	0.00079	0.25	Non superato
212704	Neudorf	0.0022	0.63	Non superato
212753	Noetsch	<u>-0.0014</u>	0.79	Non superato
212787	Federaun	0.0012	0.75	Non superato
212860	Maitratten	0.00000077	0.00	Non superato
212886	Weitensfeld (Ost)	0.000085	0.13	Non superato
212894	Hirt	<u>-0.000029</u>	0.07	Non superato
212928	Huettenberg	0.00054	1.64	Non superato
212936	Brueckl	0.00035	1.13	Non superato
213082	St.Gertraud	<u>-0.00095</u>	1.56	Non superato
213090	Krottendorf	0.00067	1.13	Non superato
213157	Launsdorf	0.00013	0.53	Non superato
213199	Drauhofen	<u>-0.00049</u>	1.19	Non superato
230078	Telfs (Fußgängersteg)	<u>-0.00054</u>	1.21	Non superato

Tabella B: Regressione con i minimi quadrati (periodo 1980-2007)

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
200105	Garsella	0.0043	0.65	Non superato
200147	Gisingen	0.00027	0.15	Non superato
200196	Lustenau_(Eisenbahnbrue_ke)	0.0018	1.12	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
200204	Enz	0.026	1.94	Non superato
200246	Hopfreben	0.021	1.75	Non superato
200253	Au	0.018	2.36	Superato
200261	Mellau	0.023	3.31	Superato
200287	Schoenenbach_(Hengstig)	0.013	0.93	Non superato
200360	Lech	0.021	2.03	Superato
200378	Lech_(Tannbergbruecke)	0.0033	0.49	Non superato
201012	Steeg	0.0063	1.48	Non superato
201053	Vorderhornbach_(Bruecke)	0.0074	2.06	Superato
201087	Lechaschau	0.0052	1.53	Non superato
201111	Vils_(Laende)	0.013	2.56	Superato
201293	Landeck-Perjen	<u>-0.00013</u>	0.19	Non superato
201319	Imst (Bahnhof)	0.00021	0.30	Non superato
201368	Vent_(unterh._Niederta_bach)	0.0028	1.03	Non superato
201459	Magerbach	<u>-0.00010</u>	0.17	Non superato
201525	Innsbruck (oberh.Sill)	<u>-0.00031</u>	0.55	Non superato
201533	Gries_am_Brenner	0.0034	2.23	Superato
201566	Szeinach am Brenner	<u>-0.0018</u>	1.30	Non superato
201574	Puig	<u>-0.0010</u>	0.73	Non superato
201574	Puig	<u>-0.0014</u>	0.66	Non superato
201624	Innsbruck - Reichenau	<u>-0.0018</u>	1.19	Non superato
201657	Wattens	<u>-0.0017</u>	0.53	Non superato
201681	Jenbach - Rotholz	<u>-0.00037</u>	0.34	Non superato
201723	Persal	<u>-0.0014</u>	0.67	Non superato
201749	Mayrhofen	<u>-0.0013</u>	0.81	Non superato
201780	Hart im Zillertal	<u>-0.0012</u>	1.13	Non superato
201806	Brixlegg	<u>-0.0005</u>	0.85	Non superato
201822	Mariathal	0.0051	1.15	Non superato
201863	Bruckhaeusl	0.0048	2.16	Superato
201913	Kitzbuehel_(Bahnhofsbrue_ke)	0.0038	1.39	Non superato
201921	Sperten	0.0048	1.38	Non superato
201939	St._Johann_in_Tirol	0.0042	1.46	Non superato
201947	Almdorf	0.0056	0.98	Non superato
203034	Sulzau	0.0036	0.00	Non superato
203042	Neukirchen	0.011	2.12	Superato
203075	Mittersill	0.00030	0.17	Non superato
203075	Mittersill	<u>-0.00047</u>	0.28	Non superato
203125	Bruck (Salzach)	0.00061	0.68	Non superato
203141	Bruck_(Fuscher_Ache)	0.0010	0.92	Non superato
203166	Rauris_(Unterland)	0.0019	1.16	Non superato
203174	Dienten	<u>-0.0050</u>	1.59	Non superato
203208	Bad_Hofgastein	<u>-0.0018</u>	0.66	Non superato
203224	Grossarl	0.0063	2.95	Superato
203232	Wagrain	0.00081	0.94	Non superato
203257	Kreuzbergmauth	0.0059	3.51	Superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
203307	Obergaeu	0.011	1.89	Non superato
203315	Torren	0.0079	1.48	Non superato
203323	Golling	0.00051	0.55	Non superato
203463	Viehhofen	0.0030	0.86	Non superato
203471	Saalfelden	0.0094	2.53	Superato
203505	Lofer_(Loferbach)	0.0051	1.52	Non superato
203711	Altenmarkt_im_Pongau	0.00087	0.66	Non superato
203760	Mauterndorf	0.0030	1.80	Non superato
203778	Weisspriach	<u>-0.00055</u>	0.44	Non superato
203786	Tamsweg_(Taurach)	<u>-0.00020</u>	0.22	Non superato
204032	Werfen	0.0035	2.85	Superato
205104	Obertraun	0.0032	1.26	Non superato
205120	Waldbachstrub	0.0018	0.50	Non superato
205765	Dietlgut	0.0082	1.79	Non superato
205807	Spital_am_Pyhrn	0.0034	0.92	Non superato
205815	Windischgarsten	0.0044	0.70	Non superato
205823	Teichlbruecke	0.0081	1.50	Non superato
210526	Archkogel	0.000027	0.02	Non superato
210542	Altaussee_(Traun)	0.0079	2.18	Superato
210583	Kainisch	0.0019	1.12	Non superato
210625	Tetter	<u>-0.0010</u>	0.45	Non superato
210641	Schladming	0.0015	1.03	Non superato
210773	Aigen_im_Ennstal-Kette	<u>-0.0021</u>	1.42	Non superato
210799	Liezen (Rötelbrücke)	<u>-0.00019</u>	0.27	Non superato
210815	Selzthal	0.00044	0.96	Non superato
210823	Admont (Enns)	<u>-0.00054</u>	0.71	Non superato
210849	Gscgatterboden	<u>-0.00051</u>	0.80	Non superato
210864	Gusswerk	0.0091	2.02	Superato
210880	Weichselboden	0.020	2.48	Superato
210898	Wildalpen	0.0058	2.32	Superato
211102	St.Georgen_ob_Judenbur	0.00076	0.87	Non superato
211110	Ziestl	<u>-0.000043</u>	0.05	Non superato
211136	Zeltweg	0.00041	0.66	Non superato
211169	Kammern_im_Liesingtal	0.00031	0.58	Non superato
211185	Leoben	0.00019	0.41	Non superato
211193	Donawitz	0.0015	2.75	Superato
211227	Neuberg_an_der_Muerz	0.0072	1.83	Non superato
211243	Kindthal	0.0020	1.58	Non superato
211268	Kapfenberg-Diendlach	0.0024	2.92	Superato
211292	Bruck_an_der_Mur_unter_Muerz	<u>-0.00005</u>	0.12	Non superato
211383	Schwanberg	0.0041	0.76	Non superato
212027	Rabland	<u>-0.0010</u>	1.49	Non superato
212068	Innergshloess	<u>-0.0053</u>	0.62	Non superato
212076	Matreier_Tauernhaus	<u>-0.0054</u>	0.51	Non superato
212092	Bruehl	<u>-0.0013</u>	0.45	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
212126	Spoettling-Taurer	0.010	2.07	Superato
212167	Lienz	<u>-0.0034</u>	1.89	Non superato
212183	Waier	<u>-0.0051</u>	1.66	Non superato
212316	Lienz-Peggetz	<u>-0.0026</u>	2.02	Superato
212324	Oberdrauburg_(DFUe)	<u>-0.0027</u>	2.02	Superato
212357	Sachsenburg_(Bruecke)	<u>-0.0015</u>	2.36	Superato
212381	Mallnitz	<u>-0.0032</u>	1.57	Non superato
212431	Gmuend	0.00072	0.85	Non superato
212431	Gmünd - OWF	0.00050	0.51	Non superato
212522	Seebruecke	0.00075	1.75	Non superato
212613	Maria_Luggau_(Moos)	<u>-0.00057</u>	0.24	Non superato
212647	Mauthen	<u>-0.0027</u>	0.62	Non superato
212670	Rattendorf	0.0026	0.74	Non superato
212704	Neudorf	<u>-0.0041</u>	0.73	Non superato
212753	Noetsch	<u>-0.0027</u>	1.20	Non superato
212787	Federaun	0.00048	0.20	Non superato
212860	Maitratten	0.00070	0.99	Non superato
212886	Weitensfeld_(Ost)	0.00040	0.65	Non superato
212894	Hirt	0.00018	0.51	Non superato
212928	Huettenberg	0.00041	0.82	Non superato
212936	Brueckl	0.000034	0.09	Non superato
213082	St.Gertraud	<u>-0.00073</u>	1.38	Non superato
213090	Krottendorf	<u>-0.00065</u>	0.74	Non superato
213157	Launsdorf	0.00032	0.96	Non superato
213199	Drauhofen	<u>-0.0011</u>	1.68	Non superato
230078	Telfs (Fußgängersteg)	<u>-0.00054</u>	0.75	Non superato

A2.3 - Svizzera

Tabella A: Regressione con i minimi quadrati (tutta la serie storica)

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
2011	Rhone - Sion	<u>-0.00055</u>	1.42	Non superato
2016	Aare - Brugg	0.00026	1.52	Non superato
2018	Reuss - Mellingen	0.00046	1.54	Non superato
2019	Aare - Brienzwiler	<u>-0.000018</u>	0.02	Non superato
2020	Ticino - Bellinzona	<u>-0.0012</u>	0.58	Non superato
2024	Rhone - Branson	<u>-0.00042</u>	0.96	Non superato
2029	Aare - Brügg. Aegerten	0.00019	1.65	Non superato
2030	Aare - Thun	0.00013	0.65	Non superato
2033	Vorderrhein - Ilanz	<u>-0.0021</u>	0.97	Non superato
2053	Drance - Martigny. Pont de Rossettan	<u>-0.0036</u>	3.39	Superato
2056	Reuss - Seedorf	0.00010	0.09	Non superato
2063	Aare - Murgenthal	0.00024	1.49	Non superato
2067	Inn - Martina	<u>-0.00007</u>	0.16	Non superato
2078	Poschiavino - Le Prese	<u>-0.00016</u>	0.10	Non superato
2085	Aare - Hagneck	0.0012	1.36	Non superato
2086	Brenno - Loderio	0.00056	0.27	Non superato
2087	Reuss - Andermatt	<u>-0.0042</u>	1.49	Non superato
2091	Rhein - Rheinfelden. Messstation	0.00020	1.07	Non superato
2099	Limmat - Zürich. Unterhard	<u>-0.00010</u>	0.29	Non superato
2102	Sarner Aa - Sarnen	0.00025	0.47	Non superato
2104	Linth - Weesen. Biäsche	<u>-0.00055</u>	1.37	Non superato
2105	Inn - St. Moritzbad	0.00013	0.22	Non superato
2109	Lütschine - Gsteig	0.0015	1.74	Non superato
2110	Reuss - Mühlau. Hünenberg	0.00044	1.38	Non superato
2112	Sitter - Appenzell	0.0026	0.66	Non superato
2117	Drance de Bagnes - Le Châble. Vilette	<u>-0.0033</u>	2.79	Superato
2119	Sarine - Fribourg	<u>-0.0016</u>	1.36	Non superato
2135	Aare - Bern. Schönau	0.00021	0.95	Non superato
2141	Albula - Tiefencastel	0.00029	0.72	Non superato
2143	Rhein - Rekingen	0.000082	0.49	Non superato
2150	Landquart - Felsenbach	<u>-0.000042</u>	0.03	Non superato
2151	Simme - Oberwil	0.00062	0.67	Non superato
2152	Reuss - Luzern. Geissmattbrücke	<u>-0.000052</u>	0.23	Non superato
2160	Sarine - Broc. Château d'en bas	0.00023	0.19	Non superato
2161	Massa - Blatten bei Naters	0.00035	0.34	Non superato
2170	Arve - Genève. Bout du Monde	0.000033	0.05	Non superato
2174	Rhone - Chancy (Aux Ripes)	0.00014	0.81	Non superato
2176	Sihl - Zürich. Sihlhölzli	<u>-0.0024</u>	1.26	Non superato
2179	Sense - Thörishaus. Sensematt	0.0013	0.62	Non superato
2185	Plessur - Chur. nur Hauptstation	0.00014	0.22	Non superato
2187	Werdenberger Binnenkanal - Salez	<u>-0.000041</u>	0.04	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
2200	Weisse Lütschine - Zweilütschinen	0.00039	0.36	Non superato
2203	Grande Eau - Aigle	<u>-0.00069</u>	0.46	Non superato
2205	Aare - Untersiggenthal. Stilli	0.00018	1.03	Non superato
2215	Saane - Laupen	<u>-0.00092</u>	0.75	Non superato
2219	Simme - Oberried / Lenk	0.0021	1.06	Non superato
2232	Allenbach - Adelboden	0.012	1.73	Non superato
2239	Spöl - Punt dal Gall	<u>-0.0027</u>	1.58	Non superato
2243	Limmat - Baden. Limmatpromenade	<u>-0.00012</u>	0.27	Non superato
2244	Krummbach a Klusmatten	0.0028	0.67	Non superato
2256	Rosegbach - Pontresina	0.0016	0.64	Non superato
2262	Berninabach - Pontresina	<u>-0.0018</u>	0.52	Non superato
2263	Chamuerabach - La Punt-Chamues	<u>-0.0044</u>	2.52	Superato
2265	Inn - Tarasp	<u>-0.00098</u>	1.46	Non superato
2268	Rhone - Gletsch	0.00028	0.25	Non superato
2269	Lonza - Blatten	0.00032	0.17	Non superato
2276	Grosstalbach - Isenthal	0.0038	1.07	Non superato
2288	Rhein - Neuhausen. Flurlingerbrücke	<u>-0.000090</u>	0.77	Non superato
2289	Rhein - Basel. Rheinhalle	0.00017	1.02	Non superato
2290	Areuse - St-Sulpice	0.000030	0.04	Non superato
2299	Alpbach - Erstfeld. Bodenberg	0.0033	0.44	Non superato
2300	Minster - Euthal. Rüti	0.010	1.05	Non superato
2303	Thur - Jonschwil. Mühlau	0.0066	2.02	Superato
2304	Ova dal Fuorn - Zernez. Punt la Drossa	0.00027	0.39	Non superato
2307	Suze - Sonceboz	0.0011	1.02	Non superato
2319	Ova da Cluozza - Zernez	<u>-0.00031</u>	0.21	Non superato
2327	Dischmabach - Davos. Kriegsmatte	0.000012	0.01	Non superato
2333	Bied du Locle - La Rançonnière	<u>-0.000071</u>	0.08	Non superato
2342	Saltina - Brig	0.0055	1.27	Non superato
2346	Rhone - Brig	0.00062	0.48	Non superato
2347	Riale di Roggiasca - Roveredo	<u>-0.030</u>	1.36	Non superato
2351	Vispa a Visp	<u>-0.00092</u>	1.25	Non superato
2352	Linth - Linthal	0.0022	0.74	Non superato
2355	Landwasser - Davos. Frauenkirch	0.00023	0.34	Non superato
2356	Riale di Calneggia - Caveragno	0.0095	0.62	Non superato
2364	Ticino- Piotta	<u>-0.0023</u>	1.18	Non superato
2366	Poschiavino - La Rösa	<u>-0.00047</u>	0.13	Non superato
2368	Maggia - Locarno. Solduno	<u>-0.011</u>	0.76	Non superato
2371	Orbe - Le Chenit. Frontière	<u>-0.000068</u>	0.08	Non superato
2372	Linth - Mollis. Linthbrücke	<u>-0.00016</u>	0.16	Non superato
2378	Orbe - Orbe. Le Chalet	<u>-0.00021</u>	0.32	Non superato
2384	Muota - Ingenbohl	0.0025	1.43	Non superato
2387	Hinterrhein - Fürstenu	<u>-0.0019</u>	1.14	Non superato
2403	Inn - Cinuos-chel	<u>-0.00049</u>	0.51	Non superato
2409	Emme - Eggwil. Heidbüel	0.015	3.03	Superato
2418	Julia - Tiefencastel	<u>-0.00048</u>	0.31	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
2419	Rhone - Reckingen	<u>-0.00017</u>	0.11	Non superato
2420	Moesa - Lumino Sassello	<u>-0.0033</u>	0.87	Non superato
2426	Seez - Mels	<u>-0.0019</u>	1.04	Non superato
2430	Rein da Sumvitg - Sumvitg. Encardens	<u>-0.0030</u>	0.41	Non superato
2436	Chli Schliere - Alpnach. Chilch Erli	<u>-0.0026</u>	0.21	Non superato
2457	Aare - Ringgenberg. Goldswil	0.00065	0.99	Non superato
2468	Sitter - St. Gallen. Bruggen	0.0042	0.68	Non superato
2469	Kander - Hondrich	0.00046	0.72	Non superato
2473	Rhein - Diepoldsau. Rietbrücke	<u>-0.00022</u>	0.29	Non superato
2474	Calancasca - Buseno	0.0036	0.35	Non superato
2475	Maggia - Bignasco. Ponte Nuovo	<u>-0.0062</u>	0.70	Non superato
2480	Areuse - Boudry	<u>-0.00022</u>	0.31	Non superato
2481	Engelberger Aa - Buochs. Flugplatz	0.0014	1.17	Non superato
2486	Veveyse - Vevey. Copet	0.0057	0.69	Non superato
2487	Kleine Emme - Werthenstein. Chappelboden	0.012	2.32	Superato
2488	Simme - Latterbach	0.0016	0.90	Non superato
2491	Schächen - Bürglen. Galgenwäldli	0.0011	0.61	Non superato
2493	Promenthouse - Gland. Route Suisse	<u>-0.0033</u>	1.64	Non superato
2494	Ticino - Polleggio Campagna	<u>-0.0037</u>	0.57	Non superato
2498	Glenner - Castrisch	<u>-0.0029</u>	0.71	Non superato
2602	Rhein - Domat/Ems	<u>-0.00090</u>	0.89	Non superato
2603	Ilfis - Langnau	0.0181	1.85	Non superato
2604	Biber - Biberbrugg	0.014	3.63	Superato
2605	Verzasca lavertezzo Campioi	<u>-0.0014</u>	0.08	Non superato
2606	Rhone - Genève	0.000062	0.77	Non superato
2607	Goneri - Oberwald	0.0044	0.64	Non superato
2609	Alp - Einsiedeln	0.035	1.87	Non superato
2612	Riale di Pincascia - Lavertezzo	0.00042	0.01	Non superato
2617	Rom - Müstair	<u>-0.00054</u>	0.49	Non superato
2634	Kleine Emme - Emmen	0.0032	1.36	Non superato
2635	Grossbach - Einsiedeln. Gross	0.019	0.75	Non superato

Tabella B: Regressione con i minimi quadrati (periodo 1980-2010)

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
2011	Rhone - Sion	<u>-0.00012</u>	0.17	Non superato
2016	Aare - Brugg	<u>-0.000042</u>	0.15	Non superato
2018	Reuss - Mellingen	0.00078	1.25	Non superato
2019	Aare - Brienzwiler	0.0026	0.95	Non superato
2020	Ticino - Bellinzona	<u>-0.0035</u>	1.04	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
2024	Rhone - Branson	<u>-0.00025</u>	0.35	Non superato
2029	Aare - Brügg. Aegerten	0.00040	1.96	Non superato
2030	Aare - Thun	0.00083	1.63	Non superato
2033	Vorderrhein - Ilanz	0.0013	0.37	Non superato
2053	Drance - Martigny. Pont de Rossettan	<u>-0.0036</u>	3.39	Superato
2056	Reuss - Seedorf	0.000073	0.03	Non superato
2063	Aare - Murgenthal	<u>-0.000077</u>	0.30	Non superato
2067	Inn - Martina	<u>-0.00030</u>	0.44	Non superato
2078	Poschiavino - Le Prese	<u>-0.0053</u>	2.03	Superato
2085	Aare - Hagneck	0.0012	1.36	Non superato
2086	Brenno - Loderio	<u>-0.0017</u>	0.33	Non superato
2087	Reuss - Andermatt	<u>-0.0019</u>	0.37	Non superato
2091	Rhein - Rheinfelden. Messstation	0.00012	0.37	Non superato
2099	Limmat - Zürich. Unterhard	0.00086	1.45	Non superato
2102	Sarner Aa - Sarnen	0.0023	1.51	Non superato
2104	Linth - Weesen. Biäsche	<u>-0.000037</u>	0.05	Non superato
2105	Inn - St. Moritzbad	0.00040	0.51	Non superato
2109	Lütschine - Gsteig	0.0029	1.67	Non superato
2110	Reuss - Mühlau. Hünenberg	0.00049	1.50	Non superato
2112	Sitter - Appenzell	<u>-0.0020</u>	0.38	Non superato
2117	Drance de Bagnes - Le Châble. Vilette	<u>-0.0016</u>	1.79	Non superato
2119	Sarine - Fribourg	<u>-0.000058</u>	0.03	Non superato
2135	Aare - Bern. Schönau	0.00073	1.48	Non superato
2141	Albula - Tiefencastel	<u>-0.000072</u>	0.11	Non superato
2143	Rhein - Rekingen	0.00057	1.88	Non superato
2150	Landquart - Felsenbach	<u>-0.0028</u>	1.19	Non superato
2151	Simme - Oberwil	0.0025	1.78	Non superato
2152	Reuss - Luzern. Geissmattbrücke	0.00062	1.43	Non superato
2160	Sarine - Broc. Château d 'en bas	0.0011	0.46	Non superato
2161	Massa - Blatten bei Naters	0.0051	3.80	Non superato
2170	Arve - Genève. Bout du Monde	<u>-0.0024</u>	2.26	Superato
2174	Rhone - Chancy (Aux Ripes)	<u>-0.00051</u>	1.50	Non superato
2176	Sihl - Zürich. Sihlhölzli	0.0084	3.10	Superato
2179	Sense - Thörishaus. Sensematt	<u>-0.00048</u>	0.12	Non superato
2185	Plessur - Chur. nur Hauptstation	<u>-0.00045</u>	0.43	Non superato
2187	Werdenberger Binnenkanal - Salez	<u>-0.00080</u>	0.39	Non superato
2200	Weisse Lütschine - Zweilütschinen	<u>-0.0015</u>	0.91	Non superato
2203	Grande Eau - Aigle	0.00023	0.12	Non superato
2205	Aare - Untersiggenthal. Stilli	0.00040	1.04	Non superato
2215	Saane - Laupen	0.0012	0.75	Non superato
2219	Simme - Oberried / Lenk	0.00047	0.13	Non superato
2232	Allenbach - Adelboden	0.030	2.91	Superato
2239	Spöl - Punt dal Gall	0.0072	5.01	Non superato
2243	Limmat - Baden. Limmatpromenade	0.0011	1.66	Non superato
2244	Krummbach a Klusmatten	<u>-0.00013</u>	0.02	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
2256	Rosegbach - Pontresina	0.001800392	0.53	Non superato
2262	Berninabach - Pontresina	<u>-0.0057</u>	1.10	Non superato
2263	Chamuerabach - La Punt-Chamues	<u>-0.0012</u>	1.34	Non superato
2265	Inn - Tarasp	<u>-0.00016</u>	0.19	Non superato
2268	Rhone - Gletsch	0.00056	0.05	Non superato
2269	Lonza - Blatten	<u>-0.00044</u>	0.27	Non superato
2276	Grosstalbach - Isenthal	0.0070	1.27	Non superato
2288	Rhein - Neuhausen. Flurlingerbrücke	<u>-0.00039</u>	1.76	Non superato
2289	Rhein - Basel. Rheinhalle	0.00020	0.56	Non superato
2290	Areuse - St-Sulpice	<u>-0.00098</u>	0.98	Non superato
2299	Alpbach - Erstfeld. Bodenberg	0.0048	0.58	Non superato
2300	Minster - Euthal. Rüti	0.0061	0.49	Non superato
2303	Thur - Jonschwil. Mühlau	0.0086	2.23	Superato
2304	Ova dal Fuorn - Zernez. Punt la Drossa	<u>-0.00055</u>	0.70	Non superato
2307	Suze - Sonceboz	<u>-0.0012</u>	0.83	Non superato
2319	Ova da Cluozza - Zernez	<u>-0.0024</u>	1.17	Non superato
2327	Dischmabach - Davos. Kriegsmatte	<u>-0.0014</u>	1.15	Non superato
2333	Bied du Locle - La Rançonnière	<u>-0.00092</u>	0.90	Non superato
2342	Saltina - Brig	0.0076	1.28	Non superato
2346	Rhone - Brig	0.00031	0.18	Non superato
2347	Riale di Roggiasca - Roveredo	<u>-0.074</u>	2.87	Superato
2351	Vispa a Visp	<u>-0.0012</u>	0.98	Non superato
2352	Linth - Linthal	<u>-0.00019</u>	0.05	Non superato
2355	Landwasser - Davos. Frauenkirch	<u>-0.00052</u>	0.73	Non superato
2356	Riale di Calneggia - Caveragno	0.0038	0.20	Non superato
2364	Ticino- Piotta	<u>-0.0015</u>	0.37	Non superato
2366	Poschiavino - La Rösa	<u>-0.0068</u>	1.46	Non superato
2368	Maggia - Locarno. Solduno	0.0032	0.25	Non superato
2371	Orbe - Le Chenit. Frontière	<u>-0.00085</u>	0.89	Non superato
2372	Linth - Mollis. Linthbrücke	0.0024	1.41	Non superato
2378	Orbe - Orbe. Le Chalet	<u>-0.00074</u>	0.77	Non superato
2384	Muota - Ingenbohl	0.0087	2.52	Superato
2387	Hinterrhein - Fürstenu	<u>-0.0025</u>	1.30	Non superato
2403	Inn - Cinuos-chel	<u>-0.0013</u>	1.20	Non superato
2409	Emme - Eggwil. Heibüel	0.019	3.42	Superato
2418	Julia - Tiefencastel	<u>-0.00061</u>	0.36	Non superato
2419	Rhone - Reckingen	<u>-0.0036</u>	1.27	Non superato
2420	Moesa - Lumino Sassello	<u>-0.0039</u>	0.82	Non superato
2426	Seez - Mels	<u>-0.0012</u>	0.53	Non superato
2430	Rein da Sumvitg - Sumvitg. Encardens	<u>-0.029</u>	1.95	Non superato
2436	Chli Schliere - Alpnach. Chilch Erli	0.0034	0.27	Non superato
2457	Aare - Ringgenberg. Goldswil	0.00065	1.14	Non superato
2468	Sitter - St. Gallen. Bruggen	0.0042	0.68	Non superato
2469	Kander - Hondrich	0.0035	2.33	Superato
2473	Rhein - Diepoldsau. Rietbrücke	<u>-0.00068</u>	0.48	Non superato

Codice	Stazione	Coefficiente angolare (m ³ /s/km ² /anno)	t	Test di Student
2474	Calancasca - Buseno	<u>-0.020</u>	1.30	Non superato
2475	Maggia - Bignasco. Ponte Nuovo	<u>-0.0062</u>	0.70	Non superato
2480	Areuse - Boudry	<u>-0.0022</u>	1.94	Non superato
2481	Engelberger Aa - Buochs. Flugplatz	0.0046	1.82	Non superato
2486	Veveyse - Vevey. Copet	0.0057	0.69	Non superato
2487	Kleine Emme - Werthenstein. Chappelboden	0.012	2.32	Superato
2488	Simme - Latterbach	0.0016	0.90	Non superato
2491	Schächen - Bürglen. Galgenwäldli	0.0053	1.77	Non superato
2493	Promenthouse - Gland. Route Suisse	<u>-0.0036</u>	1.81	Non superato
2494	Ticino - Polleggio Campagna	<u>-0.0037</u>	0.57	Non superato
2498	Glenner - Castrisch	<u>-0.0029</u>	0.71	Non superato
2602	Rhein - Domat/Ems	<u>-0.0022</u>	1.52	Non superato
2603	Ilfis - Langnau	0.018	1.85	Non superato
2604	Biber - Biberbrugg	0.014	3.63	Superato
2605	Verzasca lavertezzo Campioi	<u>-0.0014</u>	0.08	Non superato
2606	Rhone - Genève	0.0000075	0.06	Non superato
2607	Goneri - Oberwald	0.0044	0.64	Non superato
2609	Alp - Einsiedeln	0.035	1.87	Non superato
2612	Riale di Pincascia - Lavertezzo	0.00042	0.01	Non superato
2617	Rom - Müstair	<u>-0.0013</u>	1.71	Non superato
2634	Kleine Emme - Emmen	0.0043	0.97	Non superato
2635	Grossbach - Einsiedeln. Gross	0.021	0.66	Non superato

ALLEGATO 3 – Script per l'applicazione del modello in RStudio®

In questo allegato si riporta lo script del modello geomorfoclimatico per la sua applicazione nel software RStudio®. Come già ampiamente discusso, il modello necessita di parametri di input che devono essere definiti all'inizio, definendo così le condizioni di applicazioni, e prevede una costruzione specifica della curva di possibilità cumulata a seconda della tipologia del bacino analizzato. Per quanto riguarda il *metodo Threshold*, non vi sono differenze tra i bacini Bounded e High-Elevation, mentre nel caso del *metodo Hypsometric*, a fronte della diversa definizione di probabilità cumulata, è necessario utilizzare due script separati.

A3.1 – Metodo Threshold

```
#Parametri geomorfoclimatici del bacino
C <- 0.5
lambda <- 4
alfa <- 83.5
zita <- 3.3
z_min <- 461
z_max <- 3633
ZT_min <- 0
ZT_max <- 3000
R <- 1209
lambda_star <- lambda*(ZT_max-z_min)/(ZT_max-ZT_min)

#definizione della funzione dell'area contribuyente
t_mean <- 108
t_mean_star <- 258
temp_2 <- rep(0)
fc_1_2 <- stepfun(x = t_mean:t_mean_star,y = rep(1,t_mean_star-
t_mean+2))
fc_0_2 <- stepfun(x = t_mean:t_mean_star,y = rep(0,t_mean_star-
t_mean+2))
for (t in seq(1,183,1)){
  if (t>=t_mean & t<t_mean_star){
    fc_2 <- fc_1_2
    Integral_2 <- integrate(fc_2,t,t+1)
```

```

    }else{
      fc_2 <- fc_0_2
      Integral_2 <- integrate(fc_2,t,t+1)
    }
    temp_2[t] <- Integral_2$value
  }
Result_2 <- sum(temp_2)

#costruzione della curva di probabilità cumulata PQam
SM_star_2 <- (R/365/1000)*((365/2)/Result_2-1)
q <- seq(0, 250, by=0.1)
P_III_2 <- 1-exp(-(q-SM_star_2)/(C*alfa))
P_Qam_2 = exp(-lambda_star*(1-P_III_2))

```

A3.2 – Metodo Hypsometric

```

#Parametri geomorfoclimatici del bacino
C <- 0.5
lambda <- 4
alfa <- 83.5
zita <- 3.3
z_min <- 461
z_max <- 3633
ZT_min <- 0
ZT_max <- 3000
R <- 1209
lambda_star <- lambda*(ZT_max-z_min)/(ZT_max-ZT_min)

```

Bounded watershed ($Z_{\max} < ZT_{\max}$)

```

#definizione della funzione dell'area contribuyente
t <- seq(1,365,by=1)
ZT <- (ZT_max-ZT_min)/(365/2)*t+ZT_min
index_t_min <- which(ZT>z_min)
index_t_max <- which(ZT>z_max)
t0_3 <- 0
t_min_3 <- index_t_min[1]

```

```

t_max_3 <- index_t_max[1]
t_tilde_3 <- 365/2
temp1 <- rep(0)
temp2 <- rep(0)
fc_0_3 <- stepfun(x = t0_3:t_min_3 , y = rep(0,t_min_3-t0_3+2))
X_0_3 <- stepfun(x = t0_3:t_min_3 , y = rep(1,t_min_3-t0_3+2))
fc_t_3 <- function(t) {((1+zita)*((ZT_max-ZT_min)/
      365*2*t+ZT_min)-z_min))/(zita*((ZT_max-ZT_min)/
      365*2*t+ZT_min)-z_min)+z_max-z_min)}
X_t_3 <- function(t) {1-((1+zita)*((ZT_max-ZT_min)/
      365*2*t+ZT_min)-z_min))/(zita*((ZT_max-ZT_min)/
      365*2*t+ZT_min)-z_min)+z_max-z_min)}
fc_1_3 <- stepfun(x = t_max_3:t_tilde_3,y = rep(1,t_tilde_3-
t_max_3+2))
X_1_3 <- stepfun(x = t_max_3:t_tilde_3,y = rep(0,t_tilde_3-
t_max_3+2))
for (t in seq(1,t_tilde_3,1)){
  if (t<t_min_3){
    fc_3 <- fc_0_3
    X_3 <- X_0_3
    Integral_fc_3 <- integrate(fc_3,t,t+1)
    Integral_X_3 <- integrate(X_3,t,t+1)
  }else if (t<t_max_3){
    fc_3 <- fc_t_3
    X_3 <- X_t_3
    Integral_fc_3 <- integrate(fc_3,t,t+1)
    Integral_X_3 <- integrate(X_3,t,t+1)
  }
  else{
    fc_3 <- fc_1_3
    X_3 <- X_1_3
    Integral_fc_3 <- integrate(fc_3,t,t+1)
    Integral_X_3 <- integrate(X_3,t,t+1)
  }
  temp1[t] <- Integral_fc_3$value
  temp2[t] <- Integral_X_3$value
}
Result1 <- sum(temp1)

```

```

Result2 <- sum(temp2)

#costruzione della curva di probabilità cumulata PQam
SM_star_3 <- (R/365/1000)*(Result2/Result1)
q <- seq(0, 250, by=0.1)
integrale_P_II_3 <- rep(0)
for (i in seq(1, length(q), by=1)){
  y <- function(t) {exp(-q[i]/
                        (C*alfa)/
                        (((1+zita)*((ZT_max-
ZT_min)/365*2*t+ZT_min)-z_min)))/
                        (zita*(((ZT_max-
ZT_min)/365*2*t+ZT_min)-z_min)+z_max-z_min))}
  Integral_3 <- integrate (y,t_min_3,t_tilde_3)
  integrale_P_II_3[i] <- Integral_3$value
}
P_II_3 <- 1-(exp(SM_star_3/(C*alfa)))/(t_max_3-t_min_3)*
  integrale_P_II_3
P_III_3 <- 1-exp(-(q-SM_star_3)/(C*alfa))
W_II_3 <- (z_max-z_min)/(ZT_max-z_min)
W_III_3 <- (ZT_max-z_max)/(ZT_max-z_min)
PQ = W_II_3*P_II_3+W_III_3*P_III_3
P_Qam_3= exp(-lambda_star*(1-PQ))

```

High-Elevation watershed ($Z_{max} > ZT_{max}$)

```

#definizione della funzione dell'area contribuyente
t <- seq(1,365,by=1)
ZT <- (ZT_max-ZT_min)/(365/2)*t+ZT_min
index_t_min <- which(ZT>z_min)
index_t_max <- which(ZT>z_max)
t0_3 <- 0
t_min_3 <- index_t_min[1]
t_max_3 <- index_t_max[1]
t_tilde_3 <- 365/2
temp1 <- rep(0)
temp2 <- rep(0)
fc_0_3 <- stepfun(x = t0_3:t_min_3 , y = rep(0,t_min_3-t0_3+2))
X_0_3 <- stepfun(x = t0_3:t_min_3 , y = rep(1,t_min_3-t0_3+2))

```

```

fc_t_3 <- function(t) {((1+zita)*((ZT_max-ZT_min)/
      365*2*t+ZT_min)-z_min))/(zita*((ZT_max-ZT_min)/
      365*2*t+ZT_min)-z_min)+z_max-z_min)}
X_t_3 <- function(t) {1-((1+zita)*((ZT_max-ZT_min)/
      365*2*t+ZT_min)-z_min)/(zita*((ZT_max-ZT_min)/
      365*2*t+ZT_min)-z_min)+z_max-z_min)}
for (t in seq(1,t_tilde_3,1)){
  if (t<t_min_3){
    fc_3 <- fc_0_3
    X_3 <- X_0_3
    Integral_fc_3 <- integrate(fc_3,t,t+1)
    Integral_X_3 <- integrate(X_3,t,t+1)
  }else if (t<t_tilde_3){
    fc_3 <- fc_t_3
    X_3 <- X_t_3
    Integral_fc_3 <- integrate(fc_3,t,t+1)
    Integral_X_3 <- integrate(X_3,t,t+1)
  }
  temp1[t] <- Integral_fc_3$value
  temp2[t] <- Integral_X_3$value
}
Result1 <- sum(temp1)
Result2 <- sum(temp2)

#costruzione della curva di probabilità cumulata PQam
SM_star_3 <- (R/365/1000)*(Result2/Result1)
integrale_P_II_3 <- rep(0)
for (i in seq(1, length(q), by=1)){
y <- function(t) {exp(-q[i]/(C*alfa)/((1+zita)*
      ((ZT_max-ZT_min)/365*2*t+ZT_min)-z_min))/
      (zita*((ZT_max-ZT_min)/365*2*t+ZT_min)-z_min)+
      z_max-z_min)}}
Integral_3 <- integrate (y,t_min_3,t_tilde_3)
integrale_P_II_3[i] <- Integral_3$value}
P_II_3 <- 1-(exp(SM_star_3/(C*alfa)))/(t_tilde_3-t_min_3)*
      Integrale_P_II_3
P_Qam_3= exp(-lambda_star*(1-P_II_3))

```


ALLEGATO 4 – Applicazione del modello: curve di frequenza

Per ciascuno dei 23 bacini del Nord-Ovest dell'Italia analizzati, vengono confrontate le curve di frequenza ottenute mediante l'applicazione del metodo Hypsometric (applicando un coefficiente di deflusso costante pari a 0.5) con i dati osservati, inseriti nel grafico seguendo la plotting position di Hazen. I parametri di ciascuna distribuzione sono ottenuti mediante il metodo dei momenti.

Legenda: in blu è rappresentata la curva di frequenza ottenuta con il metodo Hypsometric ($C = 0.5$), i cerchi neri sono le osservazioni delle portate massime giornaliere, mentre la curva tratteggiata verde identifica la distribuzione di Gumbel associata alle osservazioni.

