

Indice

1	Introduzione	1
2	Metodi per la stima delle portate di progetto in bacini strumentati	7
3	Metodi per la stima delle portate di progetto in bacini non strumentati	11
3.1	Metodi di stima locali di tipo afflussi-deflussi	11
3.2	Metodi di stima regionali	15
3.2.1	Metodo della piena indice	16
3.2.2	Metodo di stima <i>Spatially Smooth</i>	19
3.2.3	Altri metodi	22
	Riferimenti bibliografici	24

1 Introduzione

La progettazione e la verifica delle opere idrauliche in condizioni di piena richiede la valutazione probabilistica di alcune grandezze idrologiche, tra le quali la più utilizzata è la portata di picco massima annua. Questa operazione permette di stimare la magnitudine di un evento di piena a partire dal suo grado di “rarità”. A questo scopo, l’analisi di frequenza delle portate di piena è uno strumento relativamente di facile utilizzo, o quantomeno consolidato, per le analisi in corrispondenza di sezioni fluviali in cui sono presenti serie di misure idrometriche sufficientemente lunghe. Invece, in bacini non strumentati o con pochi dati a disposizione è necessario ricorrere a tecniche che permettano di tenere in conto di informazioni idrometriche presenti in altre sezioni strumentate e/o di misure pluviometriche, tipicamente più facili da reperire rispetto ai dati idrometrici. Le tecniche specifiche per la valutazione probabilistica delle piene dipendono quindi strettamente dalla tipologia e consistenza dei dati disponibili.

Una sintesi schematica delle macro-categorie in cui si possono classificare i metodi disponibili a seconda della disponibilità di dati è la seguente:

Metodi diretti Sono tecniche di analisi che utilizzano direttamente misure di portata

Stima locale Metodologia basata sull’analisi statistica dei dati misurati nel sito di interesse.

Stima regionale Metodologia basata sul trasferimento delle informazioni idrometriche da siti strumentati al sito non strumentato di interesse; si fonda sul principio di sostituire il tempo (cioè la serie storica delle misure di portata nel sito di interesse) con lo spazio (cioè le serie storiche di altre stazioni).

Stima mista Metodologia che combina stime locali e regionali; particolarmente utile quando il sito d'interesse è strumentato, ma il campione di misure è breve.

Stima locale propagata o per similitudine Metodologia che utilizza la serie storica delle misure di portata di un bacino limitrofo ritenuto simile; tipicamente i dati di portata vengono rinormalizzati rispetto all'area dei bacini.

Metodi indiretti Sono tecniche di analisi che utilizzano misure di precipitazione o altre grandezze coinvolte nella generazione delle portate

Evento di progetto Approccio che utilizza un valore di precipitazione “critico” che viene utilizzato per derivare la portata di progetto. Questo approccio, molto utilizzato per bacini di piccole dimensioni, raggruppa molte metodologie diverse che si differenziano per come viene definita la precipitazione critica e per come viene rappresentato il legame tra precipitazione e deflusso. Tra di esse si annovera il metodo razionale.

Simulazione idrologica Approccio in cui il comportamento idrologico del bacino viene simulato in maniera continua, generando una o più serie storiche sintetiche di portata. Successivamente si effettua l'analisi locale delle portate simulate.

L'elemento fondamentale che emerge da questo quadro è la che la scelta di uno o più approcci di modellazione dipende dalla informazioni idrologiche disponibili. Nel territorio in esame nel presente progetto, relativo alla parte di arco alpino compresa nel bacino del Po, la disponibilità di dati di portata è associata principalmente alla presenza di stazioni di misura, attive o dismesse, appartenenti all'ex Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale o alle agenzie regionali deputate alla raccolta

di dati idrologici. La tipologia e copertura temporale di tali misure sono verificabili tramite le pubblicazioni ufficiali delle varie agenzie interessate. Generalmente anche i gestori di impianti idroelettrici dispongono di serie storiche di portate in prossimità di opere di presa o di sbarramenti, sebbene la disponibilità di tali informazioni sia da verificare caso per caso.

Ai fini di un inquadramento preliminare dell'area oggetto di studio, si riportano alcune considerazioni relative all'area idrografica piemontese-valdostana, per la quale sono già state raccolte informazioni idrometriche aggiornate utilizzate in studi recenti. In particolare sono stati identificati circa 200 bacini idrografici ([Gallo et al., 2013](#)) per i quali è possibile risalire a serie storiche di misure di portata più o meno lunghe ottenibili da pubblicazioni esistenti. Le caratteristiche di questo gruppo di bacini sono sintetizzate nella figura 1 in termini di area e quota (quota media del bacino e quota della sezione di chiusura), da cui si osserva che solo una minima parte delle sezioni identificate si trova a quote superiori i 2000 m slm. Una sintesi numerica delle informazioni contenute nella figura 1 è riportata nelle tabelle 1 e 2.

La tipologia di dati disponibili in questi bacini è piuttosto diversificata, e soltanto in 140 casi sono disponibili dati utilizzabili per analisi in condizione di piena. A loro volta, i dati in condizioni di piena possono essere massimi annui al colmo di piena, massimi annui a scala giornaliera, massimi annui a scala di 24 ore, oppure massimi annui a scala oraria. In questa area geografica, circa 110 bacini dispongono di valori di portata al colmo di piena. Inoltre, anche la consistenza temporale risulta molto variabile a causa di diversi periodi di funzionamento delle stazioni e alla presenza di gestori diversi, come si evince dal Catalogo delle Portate Massime Annuali al Colmo del bacino Occidentale del Po ([Barbero et al., 2012](#)).

Dove non sono disponibili informazioni idrometriche, o dove queste sono scarse,

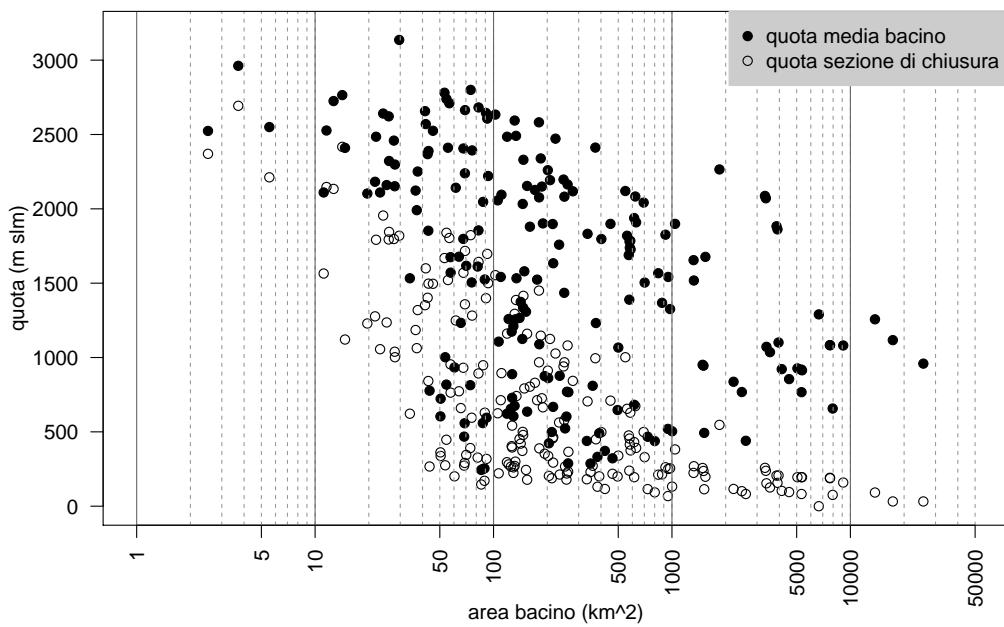


Figura 1: Caratterizzazione dei bacini dell'area Piemonte-Valle d'Aosta censiti da [Gallo et al. \(2013\)](#) in termini di area, quota media e quota della sezione di chiusura.

può essere molto utile ricorrere all'analisi delle informazioni relative alla pluviometria, anche in virtù del fatto che le stazioni pluviometriche sono in genere più diffuse che quelle idrometriche grazie a costi di gestione e installazione più ridotti. Nel contesto montano, tuttavia, anche le informazioni pluviometriche devono essere utilizzate con particolare cura. Infatti, è noto che nelle regioni ad alta quota i pattern di precipitazione non sono facilmente ricostruibili, in parte a causa della topografia complessa e in parte a causa dell'irregolarità dell'informazione disponibile. Inoltre, anche il dato grezzo misurato dal pluviometro è di qualità inferiore a causa dell'effetto di *undercatch*, che consiste in un'errata cattura della precipitazione da parte della bocca del pluviometro, aggravata dalla presenza di precipitazione solida e/o vento.

La variabilità della precipitazione è legata alla quota per effetto dell'interazione tra l'orografia e i flussi delle masse d'aria umida in arrivo che vengono spinti verso l'alto dalla particolare conformazione del territorio. Questo effetto è comunemente ritenuto responsabile per l'aumento, con la quota, della precipitazione media annua, come evidenziato in molti studi di letteratura (e.g., [Basist et al., 1994](#); [Harris et al., 1996](#); [Guan et al., 2005](#)). Tuttavia, quando si passa dalla precipitazione sul lungo periodo a quella su brevi durate l'effetto della quota diventa meno chiaro. Pochi studi di letteratura (e.g., [Prudhomme e Reed, 1999](#); [Weisse e Bois, 2001](#); [Bonì et al., 2006](#); [Allamano et al., 2009](#)) affrontano il problema, nonostante l'importanza che gli eventi di breve durata hanno nelle studio delle caratteristiche delle piene in bacini di piccole dimensioni. Inoltre, la sola misura di precipitazione non è solitamente in grado da sola di dare informazioni adeguate sulla portata di picco che si genera in un bacino di alta quota. Occorre infatti tenere conto del processo di accumulo e scioglimento nivale, strettamente legato alle dinamiche di temperatura oltre che di precipitazione ([Allamano et al., 2009](#)).

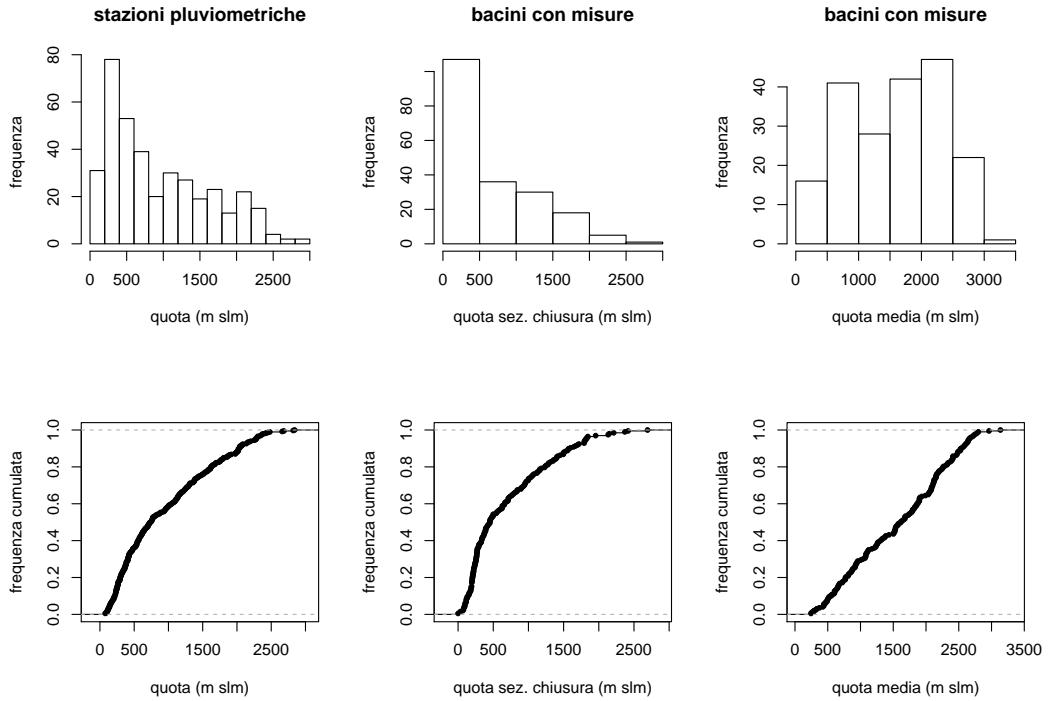


Figura 2: Distribuzione delle quote delle stazioni pluviometriche (sinistra), delle quote delle sezioni di chiusura dei bacini strumentati (centro) e delle quote media dei bacini strumentati (destra) in forma di istogramma (riga superiore) e frequenza empirica cumulata (riga inferiore).

Il problema della scarsa presenza di stazioni in quota è stato recentemente evidenziato da [Viviroli et al. \(2009\)](#) per un caso studio relativo alla Svizzera, territorio prevalentemente montuoso, in cui soltanto un quinto delle stazioni sono localizzate oltre la quota media del territorio (che è di circa 1300 m s.l.m.). In ambito italiano, relativamente all'area idrografica piemontese-valdostana già citata in precedenza, si osserva che circa un quarto delle stazioni pluviometriche (attive o dismesse) di cui sono disponibili dati sono collocate a quote superiori a 1500 m. Di esse, solo la metà è localizzata oltre i 2000 m s.l.m. Una sintesi di questa situazione, e il relativo confronto con le stazioni idrometriche, è riportata nella figura 2 e nella tabella 1.

Sulla base delle informazioni disponibili, siano di natura idrometrica o pluvi-

Tabella 1: Percentuale dei valori di quota eccedenti una soglia rispetto al campione disponibile.

soglia	tot. stazioni	≥ 1500 m	≥ 2000 m	≥ 2500 m
quota stazioni pluviom.	378	24.1	12.2	1.1
quota sez. chiusura bacini	197	12.7	3.0	0.5
quota media bacini	197	56.9	35.5	11.7

metrica, molti metodi diversi possono essere applicati per ricostruire le statistiche necessarie alla progettazione e verifica di opere idrauliche. Una breve sintesi di tali metodi è riportata nella sezione 2 per quanto riguarda i bacini in cui sono disponibili dati di portata, a cui fa seguito una sezione relativa alle metodologie per bacini non strumentati (sezione 3) utilizzabili in caso di mancanza o scarsità di dati. Le metodologie descritte nella sezione 2 sono di carattere generale, al contrario della sezione ?? che riporta una visione d'insieme relativa ai modelli e alle applicazioni esistenti per lo specifico ambito montano.

2 Metodi per la stima delle portate di progetto in bacini strumentati

La presenza di misure idrometriche in una sezione specifica permette di procedere con l'inferenza statistica diretta dei dati al fine di costruire la curva di frequenza da utilizzare per il calcolo del valore di progetto. Sebbene l'inferenza statistica diretta su campioni di misure sia un argomento ben consolidato nella pratica idrologica, in questo paragrafo si riporta un breve riassunto delle metodologie più utilizzate e degli elementi più rilevanti emersi nella recente letteratura scientifica.

Il punto di partenza sono i dati idrometrici, che possono essere disponibili in diverse forme e risoluzioni temporali. Tipicamente, il dato di più facile reperimento, riportato anche in molte pubblicazioni ufficiali, è il valore di portata massima annua al colmo di piena. In un contesto probabilistico, le portate di piena so-

no rappresentate dalla variabile casuale q la cui funzione di probabilità cumulata $F_Q(q) = \Pr[Q \leq q]$ rappresenta la probabilità di non eccedenza rispetto ad una certa soglia Q . Dal punto di vista pratico l'obiettivo è determinare la funzione inversa di F_Q , o funzione quantile, che permette la stima della portata di progetto

$$Q_T = F_Q^{-1} \left(1 - \frac{1}{T} \middle| \theta \right), \quad (1)$$

dove la frequenza delle eccedenze è stata rappresentata tramite il periodo di ritorno T (che rappresenta il tempo medio di attesa tra due superamenti consecutivi della soglia), ampiamente utilizzato nelle applicazioni pratiche. L'espressione (1) esplicita il legame di F_Q con i suoi parametri, indicati in maniera generica dal simbolo θ .

In primo luogo, la forma di F_Q non è nota a priori, ma deve essere determinata in maniera appropriata, operazione che risulta essere molto delicata. Si osservi ad esempio la figura 3 che rappresenta un campione di misure di portata al colmo (nella fattispecie l'Isorno a Pontetto, dati disponibili su [Barbero et al. \(2012\)](#)) a cui sono state adattate diverse curve di frequenza basate su funzioni di probabilità comunemente utilizzate in idrologia. Come è facile notare, per periodi di ritorno di tipico interesse ingegneristico (uguali o maggiori di 100 anni) le curve divergono significativamente, rendendo la scelta di una specifica distribuzione non ovvia. La scelta, per poter essere il più oggettiva possibile, deve basarsi su tecniche di *model selection* e/o di *model averaging*, eventualmente abbinate a test di adattamento ([Laio et al., 2009](#)). Si noti che l'utilizzo dei soli test di adattamento in genere non elimina l'ambiguità. Infatti, i test di adattamento permettono di individuare quali distribuzioni non sono adatte a rappresentare il campione, ma non sono in grado di selezionare la migliore tra le distribuzioni "adeguate".

La scelta della distribuzione è inoltre complicata dal fatto che le serie storiche a

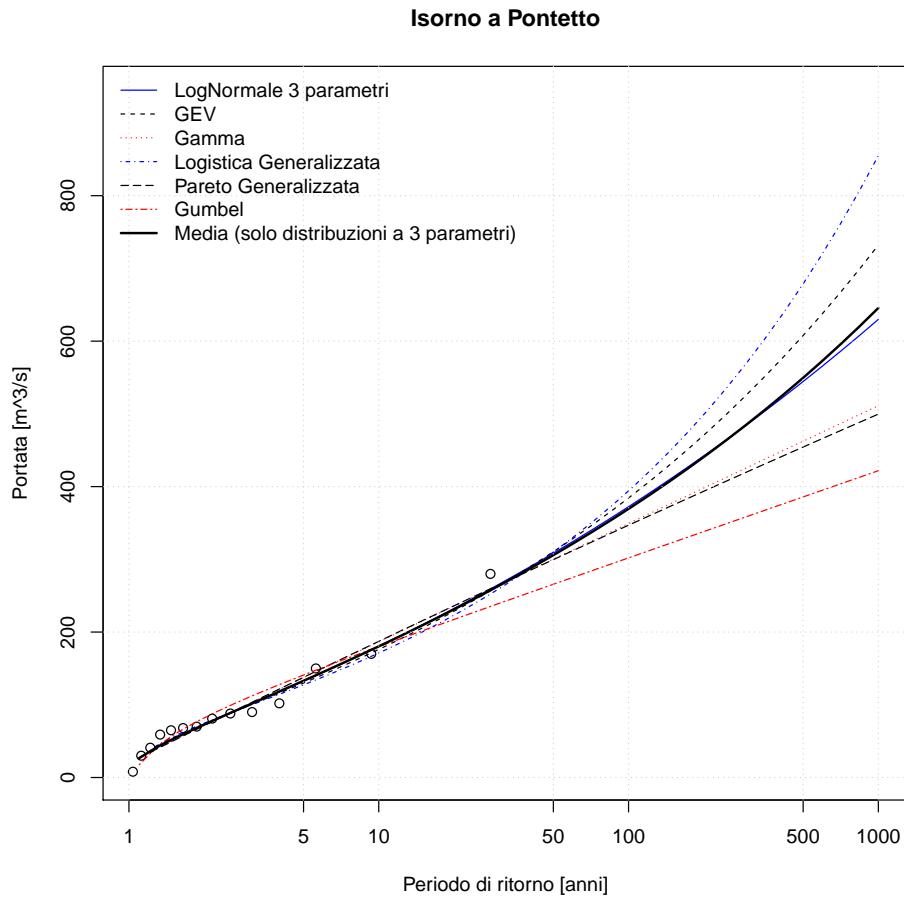


Figura 3: Curve di frequenza cumulata di diverse distribuzioni adattate a un campione di dati. I parametri delle curve sono stati stimati con il metodo degli *L-momenti*. La frequenza empirica dei dati è stata stimata con la plotting position di Hazen (es., [Lao et al., 2011](#)).

disposizione sono tipicamente brevi, per cui è presente un elevato grado di incertezza nella stima del quantile di interesse. Questo si riflette nell'equazione 1 anche all'interno del termine θ in quanto i parametri di una distribuzione risultano affetti da incertezza più ampia quando sono basati su campioni di misure brevi. L'esempio riportato più avanti nella figura 5, pannello di sinistra, mostra l'incertezza associata alla stima della distribuzione campionaria (per la stessa stazione di figura 3) per mezzo delle fasce di confidenza. Il risultato è stato ottenuto selezionando la distribuzione log-Normale a 3 parametri come curva di riferimento e utilizzando le

solo incertezze relative al campionamento statistico.

È importante anche ricordare che gli stessi parametri della distribuzione di probabilità prescelta possono essere valutati utilizzando diverse tecniche, tra cui si ricordano il metodo dei momenti, degli L-momenti, della massima verosimiglianza, della massima entropia e i minimi quadrati. La letteratura in materia risulta ormai orientata all'uso degli L-momenti (e.g., [Hosking e Wallis, 1997](#)) che risultano da combinazioni lineari delle statistiche d'ordine, cioè dei valori campionari ordinati in senso crescente. Il metodo degli L-momenti risulta ormai consolidato in quanto produce stimatori più robusti degli altri metodi nel caso di campioni brevi e molto asimmetrici, come risultano essere tipicamente le grandezze idrologiche. Il concetto alla base del metodo degli L-momenti (che è lo stesso alla base del metodo dei momenti) è di scrivere i parametri della distribuzione in funzione degli L-momenti teorici della distribuzione stessa. Questi ultimi non sono noti, ma vengono assunti uguali agli L-momenti campionari dedotti dalle misure disponibili, permettendo quindi il calcolo dei parametri.

L'eventuale presenza di valori di portata occasionali, ricostruiti in corrispondenza di eventi particolarmente intensi in sezioni non strumentate oppure dedotti da dati storici, possono contribuire ad irrobustire la stima della curva di frequenza ([Laio et al., 2011](#)). Essi non possono essere inclusi direttamente nella serie storica dei dati misurati sistematicamente, ma possono essere tenuti in conto con appropriate tecniche statistiche. Qualora siano disponibili, invece, anche le serie continue di portata, è possibile utilizzare la tecnica *peak over threshold* (POT) che considera tutti i picchi di portata eccedenti una certa soglia. L'approccio POT è vantaggioso perché consente di avere campioni più lunghi, in quanto identifica anche le piene secondarie che avvengono durante l'anno. Tuttavia, esso introduce un ulteriore fattore di indeterminazione dovuto alla scelta della soglia.

Infine, i dati di portata di picco sono utili perché indicativi dei livelli che si generano nel corso d'acqua, ma non contengono informazioni relative ai volumi in gioco durante gli eventi di piena. L'uso di dati relativi ai volumi coinvolti nelle piene (ottenibili ad esempio analizzando i tracciati degli idrografi o le sequenze ad alta risoluzione di misure degli idrometri automatici) è auspicabile, ma spesso è applicabile con difficoltà per la mancanza di informazioni sistematiche.

3 Metodi per la stima delle portate di progetto in bacini non strumentati

La letteratura propone metodologie diverse per la stima delle curve di frequenza delle portate di piena in bacini non strumentati, senza che ci siano tuttavia indicazioni pratiche e generali su quali modelli preferire. La scelta di uno o più approcci dipende fondamentalmente dai dati a disposizione, dal tipo di applicazione e dalle incertezze in gioco, e può variare da un contesto ad un'altro. Nonostante la varietà di procedure individuate, ognuna di esse richiede in qualche modo la calibrazione di una serie di parametri del modello, utilizzando una base di dati di partenza riferita a bacini che si presume abbiano un comportamento idrologico simile a quello di interesse. Di conseguenza l'applicazione del modello ai bacini non strumentati è valida solo all'interno del contesto in cui è stato calibrato il modello stesso e diventa difficilmente estrapolabile ad altri contesti.

3.1 Metodi di stima locali di tipo afflussi-deflussi

In bacini non strumentati, e in particolare per quelli di piccola dimensione, si osserva un utilizzo molto frequente di modelli basati sulla trasformazione di un dato di pioggia in una portata associata. Essi includono informazioni di tipo pluviometrico

che sono, in genere, più facili da reperire rispetto ai dati di portata. Tuttavia, la rappresentazione del processo di trasformazione afflussi-deflussi introduce ulteriori incertezze legate alla descrizione del fenomeno.

I modelli di questo tipo si differenziano sotto molti aspetti. In primo luogo possono essere suddivisi sulla base della tipologia di input pluviometrico utilizzato; [Grimaldi et al. \(2012\)](#), ad esempio, classificano i modelli tra il (classico) approccio “event-based” e l’approccio a “simulazione continua”. Il primo approccio si basa sulla costruzione di un *evento di progetto* di assegnato periodo di ritorno, rappresentato da uno ietogramma ritenuto rappresentativo di un evento di precipitazione estremo. Questo ietogramma viene introdotto nel modello afflussi-deflussi e la portata di picco risultante è assunta come valore di progetto. Il secondo approccio prevede la generazione di serie sintetiche di precipitazione di lunga durata. Queste vengono introdotte nel modello afflussi deflussi generando una serie continua di portate. La determinazione della portata di progetto viene derivata dall’analisi di frequenza delle portate generate.

Ulteriori metodi di classificare i modelli afflussi-deflussi si basano sulle modalità di rappresentazione del bacino e del processo di trasformazione della pioggia in deflusso. I modelli possono essere *concentrati*, in cui il bacino è un unico elemento (le grandezze considerate sono rappresentative di tutto il bacino e non c’è variabilità interna); *semi-distribuiti*, in cui il comportamento del bacino è dato dalla combinazione del deflusso generato in più sottobacini concentrati e dalle dinamiche della rete di drenaggio; *distribuiti*, in cui il bacino è rappresentato da una serie di unità elementari interconnesse. In ognuno di questi casi, il processo di trasformazione della pioggia in deflusso può essere rappresentato con una dinamica *concettuale* (o “black-box”), in cui il processo è concettualizzato, ad esempio, come un serbatoio lineare; oppure con un processo *fisicamente basato*, in cui si descrivono i

singoli processi fisici come infiltrazione ed evaporazione sulla base delle equazioni di bilancio della massa, dell'energia, ecc.

La grande variabilità nelle tipologie di modelli disponibili non permette una disamina dettagliata di tutti gli approcci. Tuttavia, anche gli approcci più semplici mostrano un notevole grado di incertezza nelle applicazioni. Si pensi ad esempio al già citato approccio event-based; esso si basa sulla stima di precipitazione cumulata derivata dalla curva di possibilità pluviometrica (CPP) per una certa durata e fissato periodo di ritorno. Nonostante sia ampiamente utilizzato per la facilità nel reperimento di informazioni sugli estremi pluviometrici, esso è basato su molte ipotesi di difficile valutazione. Tra di esse si hanno la forma semplificata dello ietogramma (rettangolare, triangolare, Chicago, ecc) rispetto alla varietà di forme reali, e l'ipotesi che il periodo di ritorno dello ietogramma di progetto sia uguale a quello della portata di picco generata. A riguardo, esperimenti numerici di [Alfieri et al. \(2008\)](#) mostrano come l'utilizzo di ietogrammi semplificati introduca errori sistematici nella valutazione della portata di piena, così come gli esperimenti numerici di [Viglione et al. \(2009\)](#) e [Viglione e Blöschl \(2009\)](#) mostrano che l'ipotesi di equivalenza dei periodi di ritorno di precipitazione e portata non è quasi mai verificata. Si consideri inoltre che la stessa CPP può essere determinata in molti modi differenti, a seconda della disponibilità di informazioni sulla precipitazione. Se è possibile, la CPP viene determinata utilizzando i dati pluviometrici delle stazioni ricadenti nel bacino oppure limitrofe al bacino stesso. Qualora queste informazioni non siano sufficienti si ricorre all'utilizzo di mappe di precipitazione interpolate. La variabilità degli approcci per definire il dato pluviometrico può influire sulla qualità della stima finale della portata di picco.

Tra i metodi più utilizzati, grazie alla sua semplicità di applicazione, si ricorda la formula razionale, che è fondata sull'ipotesi che la portata di picco derivi da una

pioggia netta uniforme sul bacino e caduta in una durata t_c , pari al tempo critico del bacino esaminato:

$$Q = \frac{c_q \cdot A \cdot i(t_c)}{3.6} \quad (2)$$

dove c_q appresenta il coefficiente di afflusso di piena per la stazione in esame, A l'area del bacino, $i(t_c)$ è l'intensità di precipitazione, esprimibile come una funzione del valor medio a della pioggia estrema per una durata pari al tempo critico del bacino stesso e 3.6 è un coefficiente per rendere congruenti le unità di misura.

L'intensità media di precipitazione i viene calcolata per uno specifico periodo di ritorno che viene assunto essere uguale a quello della portata di picco Q , consentendo quindi la definizione della portata di progetto. La stima della piena indice a partire dalla formula razionale presuppone che sia noto il valore della durata t_c dell'evento meteorico che interessa il bacino. Tale valore non è conosciuto a priori, ma in letteratura esistono numerose relazioni empiriche per stimarlo, spesso basate sull'assunzione che il tempo critico sia equivalente al tempo di corrievazione del bacino. Analogamente, il coefficiente di afflusso viene tipicamente stimato mediante formule empiriche o tabelle formulate da diversi autori per differenti aree di applicazione. La scelta di tale fattore, variabile da 0 a 1, influisce pesantemente sul risultato finale per cui la sua scelta risulta cruciale nell'applicazione del metodo razionale. Gli ampi margini di soggettività nella scelta dei parametri portano a una difficile quantificazione delle incertezze.

Un altro esempio di grande rilevanza è il metodo del Soil Conservation Service che lega il deflusso alla precipitazione durante un evento di piena attraverso il *curve number* (CN) sulla base del tempo di corrievazione del bacino e della durata dell'evento di precipitazione. La stima di un evento di piena associato a uno specifico tempo di ritorno viene effettuata scegliendo un evento di precipitazione dello stesso tempo di ritorno. Valori empirici di curve number sono riportati per

diverse condizioni di umidità del suolo antecedenti l'evento, per diversi tipi di suolo e di copertura (che tengono conto delle diverse proprietà idrologiche del suolo con vegetazione in diverse condizioni). L'umidità del suolo è specificata secondo tre classi (asciutto, medio, umido) e quattro tipi di suolo (infiltrazione elevata, moderata, lenta e molto lenta). Il tempo di corravazione può essere stimato con varie procedure.

Metodi più recenti si basano invece sulla simulazione afflussi-deflussi utilizzando modelli distribuiti forzati con sequenze di precipitazione sintetiche. Le serie di portata generata dal modello vengono quindi analizzate come se fossero serie di misure reali al fine di estrarne i massimi annui (o i picchi eccedenti una soglia) da inserire nella analisi di frequenza delle piene discussa nella sezione 2. Un esempio di questo approccio è contenuto in [Moretti e Montanari \(2008\)](#).

Problema comune a tutti i modelli menzionati è la determinazione dei parametri, siano essi parametri concettuali o parametri fisici. Molto spesso tali parametri vengono determinati in maniera empirica rendendo la stima di carattere soggettivo. Per ovviare a questo problema, l'approccio concettualmente più corretto sarebbe quello di definire i parametri mediante regionalizzazione (vedere la sezione successiva) trasferendo le informazioni provenienti da bacini strumentati. Quest'ultima opzione consente anche di quantificare le incertezze in gioco, però è vincolata dalla disponibilità di informazioni in altri bacini dalle caratteristiche simili.

3.2 Metodi di stima regionali

I metodi di stima regionali sono utilizzati per stimare le portate di piena nel sito di interesse grazie al trasferimento delle informazioni idrologiche da altri bacini in cui, invece, sono disponibile serie storiche di misure. Essi vengono utilizzati principalmente in bacini non strumentati, ma trovano uso anche in bacini in cui

sono disponibili serie storiche troppo brevi per consentire un'analisi statistica robusta, come ad esempio nel caso di stazioni di recente installazione. In questi casi la combinazione di informazioni regionali e di dati locali contribuisce a ridurre notevolmente le incertezze di stima.

I modelli regionali fanno uso di grandezze caratteristiche di bacino, spesso chiamate *descrittori* di bacino, quali caratteristiche geomorfologiche e geografiche (area, quota media, pendenza media dei versanti, coordinate del baricentro del bacino, ecc), caratteristiche del reticolo idrografico (lunghezza e pendenza media dell'asta principale, rapporti di Horton, ecc), tipo di copertura vegetale e uso del suolo (indice NDVI, classificazione CORINE Land Cover, carte geologiche, ecc), caratteristiche climatiche (precipitazione media annua, precipitazioni intense, variabilità del regime pluviometrico, ecc).

3.2.1 Metodo della piena indice

La metodologia più utilizzata in letteratura tra i modelli regionali è quella della *piena indice*, introdotta originariamente da [Dalrymple \(1960\)](#), in cui la curva di frequenza delle piene Q_T è descritta come il prodotto di una curva di frequenza adimensionale K_T , nota come curva di crescita, e di un fattore di scala noto come piena indice Q_{ind} :

$$Q_T = Q_{ind} \cdot K_T. \quad (3)$$

L'ipotesi alla base del metodo è che tutte le curve di crescita delle stazioni che ricadono in una predefinita regione omogenea siano tutte estratte dalla stessa distribuzione di probabilità a meno di un fattore di scala, che è appunto la piena indice. Questo fa sì che si possa definire un'unica curva di crescita per ogni regione omogenea. La curva di frequenza completa in un bacino non strumentato sarà calcolata come il prodotto tra la curva di crescita della regione a cui appartiene

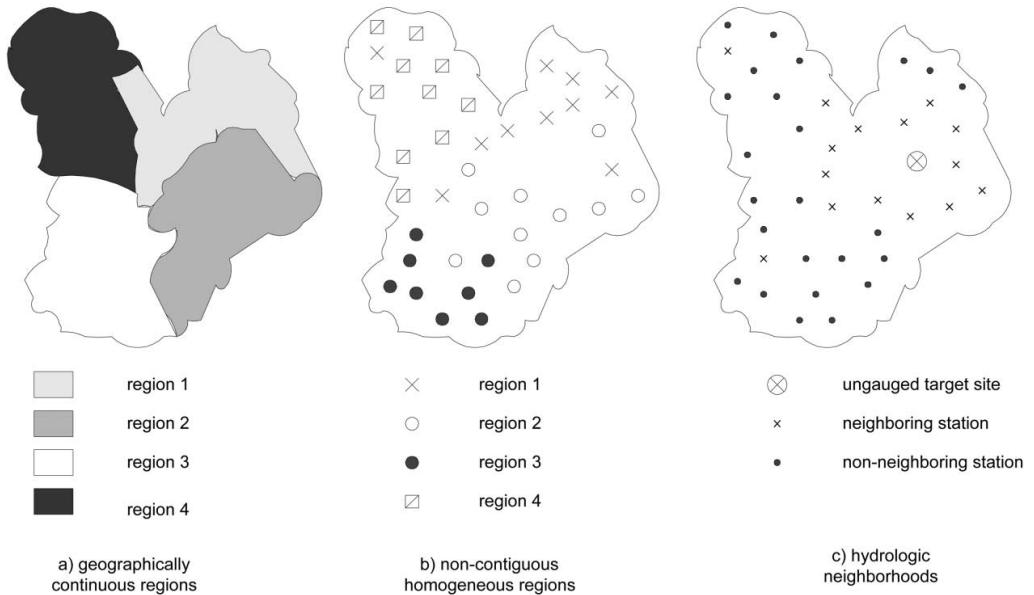


Figura 4: Metodi di delineazione delle regioni omogenee (da [Ouarda et al., 2001](#)).

il bacino e la piena indice. Quest'ultima è definita come la media o la mediana della distribuzione e può essere calcolata in diversi modi: se sono disponibili osservazioni in situ può essere stimata empiricamente (almeno 5-10 anni di misura), diversamente viene valutata anch'essa con formulazioni regionali o per similitudine con bacini vicini.

Il primo passo nell'analisi regionale con il metodo indice è la delineazione delle regioni omogenee. Questa procedura si è evoluta nel tempo a partire dalla delineazione di regioni fisse e non sovrapposte, basate sulla ripartizione dello spazio geografico in aree simili dal punto di vista idrografico, climatico o addirittura basate sui limiti amministrativi, come schematizzato nella figura 4a. Questa tecnica di delineazione, caratterizzata dalla contiguità geografica delle regioni, ha mostrato dei limiti in quanto non sempre bacini contigui presentano le stesse caratteristiche idrologiche.

La successiva generazione di modelli regionali si è indirizzata all'uso procedure di delineazione che creassero regioni fisse nello spazio dei descrittori di bacino, cioè di

alcune caratteristiche rilevanti per i processi idrologici di interesse. In questo caso la ripartizione delle regioni può essere effettuata con diverse tecniche statistiche, come ad esempio la cluster analysis. Le regioni così definite raggruppano bacini che condividono alcune caratteristiche climatiche, geomorfologiche, di vegetazione, ecc., ma che non sono necessariamente contigui geograficamente (figura 4b).

L'utilizzo di regioni fisse risulta essere relativamente di facile applicazione, tuttavia presenta delle incongruenze quando un bacino non strumentato ricade vicino al "bordo" di due regioni; in tal caso piccole variazioni nella configurazione delle regioni farebbero ricadere il bacino in regioni diverse, rendendo la stima in tale bacino poco robusta. Questa incongruenza è stata superata dall'approccio Region of Influence (ROI) in cui le regioni non sono più fisse, ma variano al variare del bacino non strumentato (si veda la figura 4c). Ampiamente utilizzato nelle procedure di valutazione delle piene in Gran Bretagna, la tecnica ROI permette di raggruppare bacini simili a quello non strumentato sulla base di alcuni descrittori del bacino di interesse.

Le tecniche appena riassunte richiedono che sia rispettata l'ipotesi di omogeneità statistica delle serie ricadenti nella regione. L'omogeneità statistica deve essere valutata con appositi test, come ad esempio l'indice di omogeneità proposto da [Hosking e Wallis \(1997\)](#). Questa operazione risulta complicata dal fatto che il numero di regioni non è noto a priori, ma deriva da un compromesso tra l'avere regioni di grandi dimensioni (con tante stazioni per regione, permette di avere un campione di dati regionali più ampio) e regioni di piccole dimensioni (con poche stazioni, permette di avere regioni più omogenee). Ciò che si osserva spesso è che anche regioni debolmente eterogenee vengono utilizzate. Inoltre, a causa della limitata dimensione dei campioni a disposizione, degli elementi soggettivi nella scelta del numero delle regioni e degli algoritmi di delimitazione, l'incertezza

associata a tale delimitazione risulta difficile da valutare.

Il secondo passo è la creazione della curva di crescita regionale vera e propria, che può essere effettuata in molti modi diversi. Anche in questo caso non esistono indicazioni precise, ma gli approcci più utilizzati sono: la costruzione di un unico campione, formato dalle serie ricadenti nella regione omogenea adeguatamente rinormalizzate, sul quale adattare una distribuzione di probabilità (metodo *station-year*); e la costruzione di una curva sulla base degli L-momenti medi della regione ([Hosking e Wallis, 1997](#)).

Occorre infine determinare il valore della piena indice, che viene assunta molto spesso pari al valore medio della distribuzione. Come già anticipato nel caso sia presenti pochi anni di misura (almeno 5) si può ottenere una stima locale sufficientemente robusta, per cui la piena indice può essere determinata in maniera empirica dal campione. La curva di crescita richiede invece la conoscenza dei momenti (o L-momenti) di secondo/terzo ordine che necessitano invece di molti anni di misure per produrre una stima robusta. Pertanto, nel caso di pochi dati, si preferisce stimare la piena indice localmente e la curva di crescita per via regionale. Qualora non sia disponibile nessuna misura diretta, la piena indice viene determinata anch'essa mediante regionalizzazione. La metodologia più utilizzata è la regressione lineare sulla base di un insieme di descrittori di bacino.

3.2.2 Metodo di stima Spatially Smooth

Lo *Spatially Smooth Estimation Method* (SSEM) nasce come evoluzione dei metodi indice ([Laio et al., 2011; Claps e Laio, 2008](#)). Infatti, la portata di piena può essere scritta come

$$Q_T = Q_{ind} \cdot K_T(L_{CV}, L_{CA}) \quad (4)$$

dove Q_{ind} è il valore indice, K_T è la funzione di crescita (distribuzione di probabilità adimensionale) e L_{CV} e L_{CA} sono due statistiche che descrivono rispettivamente la variabilità e la asimmetria della distribuzione. Queste ultime sono concettualmente analoghe al coefficiente di variazione e al coefficiente di asimmetria della teoria classica dei momenti, ma derivano dalla teoria degli L-momenti (es. [Hosking e Wallis, 1997](#)).

A differenza dei metodi indice tradizionali, il SSEM non richiede la costituzione di regioni omogenee, ma si basa sul concetto che sia il valore indice, sia L_{CV} e L_{CA} variano con continuità nello spazio dei descrittori di bacino. Questo consente di evitare i “bordi” tra regioni diverse ed elimina il problema della scelta del numero di regioni e dell’algoritmo per determinarle. Non è più richiesta la valutazione dell’omogeneità statistica delle regioni.

La stima di Q_{ind} , L_{CV} e L_{CA} avviene per mezzo di relazioni regressive basate su una serie di descrittori di bacino che risultano significativamente correlati con le statistiche di interesse. Si noti che la procedura di regionalizzazione non coinvolge nessuna distribuzione di probabilità (ovvero i quantili Q_T), ma soltanto gli L-momenti della distribuzione. La stima dei quantili veri e propri avviene in una fase successiva, dopo aver scelto una distribuzione di probabilità appropriata per rappresentare K_T . Questo passaggio risulta molto delicato in quanto non è immediato definire la distribuzione più adeguata. Tuttavia, in mancanza di indicazioni ulteriori, è possibile ricorrere ad una procedura di *model averaging* che consiste nel mediare le realizzazioni di modelli probabilistici diversi. Si noti che la scelta della curva avviene solo come ultimo passaggio, ottenendo un duplice vantaggio: in prima istanza non vengono introdotte nel processo di regionalizzazione (regressioni per la stima degli L-momenti) ulteriori incertezze legate alla scelta della distribuzione; in secondo luogo possono essere utilizzate in calibrazione anche serie di

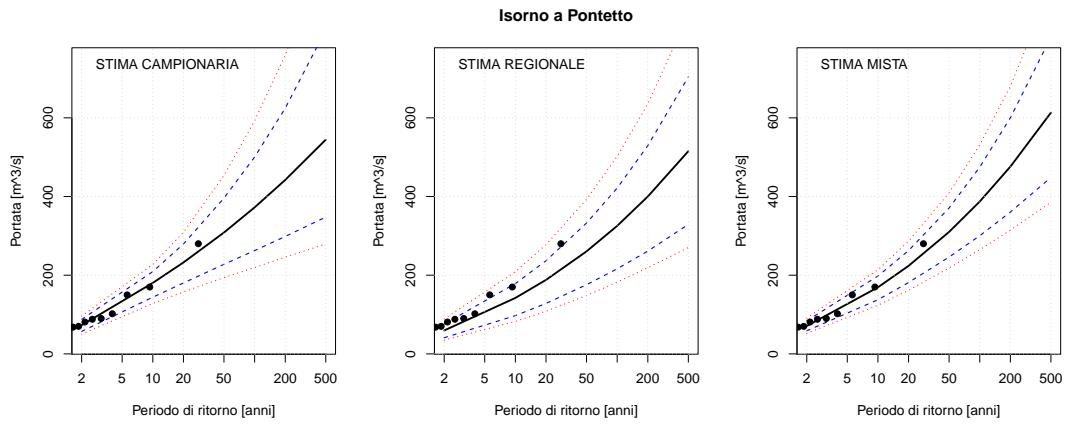


Figura 5: Esempio di curva di frequenza con fasce di confidenza ottenuta sulla base dei soli dati campionari (sinistra), del solo modello regionale SSEM (centro) e della stima mista campionaria-regionale (destra). L'esempio si riferisce al bacino dell'Isorno a Pontetto, di area 70 km^2 e quota media 1617 m slm .

durata medio-breve.

Il metodo SSEM permette inoltre una valutazione esplicita dell'incertezza di stima degli L-momenti regionali, da cui è possibile quantificare l'incertezza delle portate di progetto mediante simulazione Monte Carlo. Qualora siano disponibili alcune misure, il metodo SSEM permette di combinarle facilmente con l'informazione regionale. Infatti, sia per le stime locali che per quelle regionali si calcolano le varianze dei rispettivi L-momenti che vengono confrontate. Successivamente si seleziona la combinazione di L-momenti (Q_{ind} , L_{CV} e L_{CA}) formata da valori misti locali e regionali che globalmente ha un'incertezza minore.

Un esempio di applicazione della metodologia SSEM è riportato nella figura 5 in cui la curva di frequenza di sinistra è ricavata sulla base degli L-momenti campionari, quella centrale è ricavata sulla base degli L-momenti regionali, e quella di destra su una combinazione dei precedenti, sfruttando quindi entrambi i tipi di informazione. Tutti i grafici riportano le fasce di confidenza come elementi caratterizzando l'incertezza, da cui si osserva che la stima mista è meno incerta delle altre grazie alla combinazione di informazioni diverse.

3.2.3 Altri metodi

Oltre ai metodi riportati in precedenza, esistono altre tecniche per la stima delle portate in siti non strumentati. Le più rilevanti sono accennate nel seguito.

Top-kriging Il Top-kriging ([Skoien et al., 2006](#)), o topological kriging, è una procedura di regionalizzazione a base geostatistica che estende il metodo di interpolazione del kriging in maniera tale da tenere in conto sia dell'area dei bacini, sia della loro natura innestata (sottobacini inclusi in bacini più grandi). La portata di progetto per assegnato periodo di ritorno può essere stimata in bacini non strumentati sulla base di un'interpolazione geostatistica delle portate con lo stesso periodo di ritorno calcolate empiricamente in altri bacini presenti sul territorio. Il Top-kriging è stato recentemente applicato come modello di base per l'implementazione della Direttiva Europea Alluvioni (2007/60/CE) nel contesto austriaco ([Merz et al., 2013](#)) per l'interpolazione di specifici quantili della curva di frequenza delle piene. Il metodo richiede tuttavia una rete di stazioni di misura piuttosto densa per poter essere applicato.

Regressione dei quantili Nel metodo della regressione dei quantili ogni quantile della curva di frequenza viene stimato indipendentemente tramite modelli regressivi basati su alcuni descrittori di bacino. La scelta dei descrittori viene effettuata in fase di calibrazione del modello scegliendo le caratteristiche che mostrano una correlazione più elevata con il quantile di interesse. Occorre verificare che le relazioni individuate garantiscano la congruenza tra quantili diversi, ovvero che la curva di frequenza ottenuta abbia sempre un andamento non decrescente.

I metodi regionali descritti hanno il vantaggio di avere una validità generale su ampie porzioni di territorio. Al contempo però, non possono includere direttamente informazioni locali specifiche di ogni bacino. Per questo motivo è importante considerare anche metodologie che, in combinazione con i metodi regionali classici, permettano di migliorare le stime facendo uso di altri tipo di informazione. Le più rilevanti sono riportate nel seguito.

Propagazione di informazioni Frequentemente il sito non strumentato in cui si applica un modello regionale si trova in prossimità di una stazione di misura, sia essa sulla stessa asta fluviale o su un corso d'acqua di un bacino limitrofo. In questa situazione non è possibile utilizzare direttamente l'informazione locale del sito strumentato come nel caso delle stime miste SSEM, tuttavia è ragionevole pensare che queste informazioni possano essere sfruttate per migliorare la stima puramente regionale.

Correzioni di questo tipo sono trattate recentemente attraverso l'uso di metodologie statistiche che si basano su un modello regionale preesistente. Gli approcci disponibili sono fondamentalmente due: il primo, descritto da [Ganora et al. \(2013\)](#), contempla la possibilità di correggere la piena indice regionale utilizzando informazioni provenienti da una o più stazioni di misura poste a monte o a valle della sezione d'interesse, ma sempre sulla stessa asta fluviale; il secondo, discusso da [Kjeldsen e Jones \(2010\)](#) utilizza la prossimità geografica come elemento per selezionare una stazione "donatrice" di informazioni idrologiche. Entrambi i metodi, seppure con modalità differenti, richiedono che il modello regionale fornisca, oltre alla grandezza di interesse, anche la sua varianza di stima.

Rispetto a metodologie empiriche usate in passato (e non basate sull'incertezza di stima), queste procedure permettono di tenere in conto sia dell'in-

certezza della stazione donatrice, sia della stima regionale. Questo elemento è particolarmente importante quando le stazioni donatrici hanno serie di dati di lunghezza limitata in quanto permette di pesare in maniera oggettiva le stime ottenute nelle varie sezioni di interesse.

Metodi Bayesiani Nell'analisi di frequenza delle piene, l'inferenza Bayesiana è un metodo in cui il teorema di Bayes viene utilizzato per combinare in un'unico stimatore le informazioni provenienti da fonti diverse. In particolare, queste tecniche sono state utilizzate per unire informazioni idrologiche locali con altre indipendenti e spesso con un grado di affidabilità diverso, come i valori di piena storici ricostruiti per eventi molto estremi avvenuti in passato quando non erano disponibili misure sistematiche. Di per sé l'approccio Bayesiano non è un metodo regionale, ma può essere applicato localmente per migliorare le stime regionali utilizzando fonti diverse di informazioni. Una recente applicazione ([Viglione et al., 2013](#)) mostra come questo approccio può essere utilizzato per migliorare la stima locale della curva di frequenza delle piene utilizzando informazioni "temporali" di piene storiche, informazioni "spaziali" di piene in bacini limitrofi, e informazioni "causal" sul meccanismo di generazione della piena (es. precipitazione intensa, scioglimento nivale, saturazione dei suoli, ecc.)

Riferimenti bibliografici

L. Alfieri, F. Laio, e P. Claps. A simulation experiment for optimal design hyetograph selection. *Hydrological Processes*, 22(6):813–820, 2008. ISSN 1099-1085.
doi: 10.1002/hyp.6646. URL <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6646>.

P. Allamano, P. Claps, F. Laio, e C. Thea. A data-based assessment of the dependence of short-duration precipitation on elevation. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34(10-12):635–641, 2009. ISSN 1474-7065. doi: {10.1016/j.pce.2009.01.001}. Symposium on Role of Hydrology in Water Resource Management, Capri, ITALY, OCT, 2008.

S. Barbero, M. Graziadei, M. Zaccagnino, A. Saladin, P. Claps, D. Ganora, F. Laio, e R. Radice. *Catalogo delle portate massime annuali al colmo del bacino occidentale del Po*. Arpa Piemonte, 2012. URL <http://www.arpa.piemonte.it/pubblicazioni-2/pubblicazioni-anno-2012/catalogoflorabassa.pdf>.

A. Basist, G.D. Bell, e V. Meentemeyer. Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *Journal of climate*, 7(9):1305–1315, 1994.

G. Boni, A. Parodi, e R. Rudari. Extreme rainfall events: Learning from raingauge time series. *Journal of hydrology*, 327(3):304–314, 2006.

P. Claps e F. Laio. Updating of the procedures for flood evaluation in piemonte - vol. i. Technical report, Politecnico di Torino, 2008. URL http://www.idrologia.polito.it/piene/PienePiemonte08_Volume1.pdf. Aggiornamento delle procedure di valutazione delle piene in Piemonte, con particolare riferimento ai bacini sottesi da invasi artificiali - vol. I (in Italian).

T. Dalrymple. *Flood frequency analyses*, volume 1543-A of *Water Supply Paper*. U.S. Geological Survey, Reston, Va., 1960.

E. Gallo, D. Ganora, F. Laio, A. Masoero, e P. Claps. Atlante dei bacini imbriferi piemontesi. ISBN: 978-88-96046-06-7, Progetto RENERFOR, 2013.

D. Ganora, F. Laio, e P. Claps. An approach to propagate streamflow statistics along the river network. *Hydrological Sciences Journal*, 58(1):41 – 53, 2013. ISSN 0262-6667; 2150-3435.

S. Grimaldi, A. Petroselli, e F. Serinaldi. Design hydrograph estimation in small and ungauged watersheds: continuous simulation method versus event-based approach. *Hydrological Processes*, 26(20):3124–3134, 2012.

H. Guan, J.L. Wilson, e O. Makhnin. Geostatistical mapping of mountain precipitation incorporating autosearched effects of terrain and climatic characteristics. *Journal of Hydrometeorology*, 6(6):1018–1031, 2005.

D. Harris, M. Menabde, A. Seed, e G. Austin. Multifractal characterization of rain fields with a strong orographic influence. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 101(D21):26405–26414, 1996.

J.R.M. Hosking e J.R. Wallis. *Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments*. Cambridge University Press, 1997.

T.R. Kjeldsen e D.A. Jones. Predicting the index flood in ungauged UK catchments: On the link between data-transfer and spatial model error structure. *Journal of Hydrology*, 387(1-2):1–9, JUN 7 2010. ISSN 0022-1694.

F. Laio, D. Ganora, P. Claps, e G. Galeati. Spatially smooth regional estimation of the flood frequency curve (with uncertainty). *Journal of Hydrology*, 408:67–77, 2011. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.07.022.

F. Laio, G. Di Baldassarre, e A. Montanari. Model selection techniques for the frequency analysis of hydrological extremes. *Water Resources Research*, 45, JUL 18 2009. ISSN 0043-1397. doi: {10.1029/2007WR006666}.

- R. Merz, Humer G., e G. Blöschl. Implementing the EU flood directive in austria. In G. Blöschl, M. Sivapalan, T. Wagener, A. Viglione, e H. Savenije, editors, *Runoff Prediction in Ungauged Basins: Synthesis across Processes, Places and Scales*. Cambridge University Press, 2013.
- G. Moretti e A. Montanari. Inferring the flood frequency distribution for an ungauged basin using a spatially distributed rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(4):1141–1152, 2008.
- TBMJ Ouarda, C Girard, GS Cavadias, e B Bobee. Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis. *Journal of Hydrology*, 254(1-4): 157–173, DEC 10 2001. ISSN 0022-1694.
- C. Prudhomme e D.W. Reed. Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in scotland. *International Journal of Climatology*, 19(12):1337–1356, 1999.
- JO Skoien, R Merz, e G Blöschl. Top-kriging - geostatistics on stream networks. *Hydrology And Earth System Sciences*, 10(2):277–287, 2006. ISSN 1027-5606.
- A. Viglione e G. Blöschl. On the role of storm duration in the mapping of rainfall to flood return periods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13 (2):205–216, 2009. doi: 10.5194/hess-13-205-2009. URL <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/205/2009/>.
- A. Viglione, R. Merz, e G. Blöschl. On the role of the runoff coefficient in the mapping of rainfall to flood return periods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(5):577–593, 2009. doi: 10.5194/hess-13-577-2009. URL <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/577/2009/>.

A. Viglione, R. Merz, J. L. Salinas, e G. Blöschl. Flood frequency hydrology: 3. a bayesian analysis. *Water Resources Research*, 49(2):675 – 692, 2013. ISSN 0043-1397.

D. Vivioli, H. Mittelbach, J. Gurtz, e R. Weingartner. Continuous simulation for flood estimation in ungauged mesoscale catchments of Switzerland - Part II: Parameter regionalisation and flood estimation results. *Journal of Hydrology*, 377(1-2):208–225, OCT 20 2009. ISSN 0022-1694. doi: 10.1016/j.jhydrol. 2009.08.022.

A.K. Weisse e P. Bois. Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the french alps. *Journal of Applied Meteorology*, 40(4): 720–740, 2001.