

Sulla valutazione indiretta delle curve di riduzione dei colmi di piena

Filippo Miotto, Francesco Laio e Pierluigi Claps

Dipartimento di Idraulica, Trasporti ed Infrastrutture Civili, Politecnico di Torino

E-mail: filippo.miotto@polito.it

SOMMARIO. Le relazioni intercorrenti tra picchi di piena e volumi massimi transitati per assegnate durate vengono qui indagate per bacini privi di dati idrometrici. Vengono messe a confronto formulazioni diverse delle curve di riduzione dei colmi di piena, sia di tipo empirico che concettuale e, dopo aver riesaminato alcuni concetti relativi all'approccio geomorfoclimatico alla formulazione del problema, si ricava una espressione analitica per il caso semplice di IUH triangolare. Il modello così ottenuto viene confrontato con tre formulazioni di letteratura usando dati di piene storiche relative ad alcuni bacini della regione Basilicata, evidenziando problemi ancora aperti relativamente ad inadeguatezze del modello e/o delle relazioni di stima dei parametri.

1 INTRODUZIONE

Le relazioni intercorrenti tra i picchi di piena ed i volumi transitanti in periodi di durata variabile sono di solito espresse ricorrendo alle cosiddette curve di riduzione dei colmi di piena che esprimono il rapporto tra portata indice su durate variabili e portata al picco. Queste ultime sono spesso rappresentate in termini di relazioni analitiche, alcune delle quali hanno un riscontro concettuale (Bacchi e Brath, 1990; Rossi e Villani, 1994) mentre altre, pur contenenti grandezze rappresentative del fenomeno, sono puramente empiriche (NERC, 1975; Fiorentino, 1985). Le relazioni appartenenti al secondo gruppo richiedono di effettuare la taratura di uno o più parametri sui dati reali per poter essere applicate. In mancanza di osservazioni dirette, l'effettiva applicazione di questi metodi presenta ampi margini di incertezza. Sembra quindi utile proporre un esame comparativo dei principali contributi di letteratura in questo ambito.

I principali elementi di novità introdotti nella presente memoria, rispetto a lavori simili (per esempio Franchini e Galeati, 2000), sono riscontrabili nell'aver determinato un'espressione analitica da utilizzarsi con l'approccio geomorfoclimatico, e nell'aver impostato il confronto tra i vari metodi senza tarare i parametri delle curve di riduzione sui dati misurati (valutazione indiretta). Questo risulta naturale con l'approccio geomorfoclimatico, che produce una curva di riduzione che è già funzione di parametri concettuali, mentre richiede una "concet-

tualizzazione" delle altre relazioni, ossia una rappresentazione dei loro parametri in funzione di grandezze geomorfoclimatiche. Nell'approccio qui seguito si riprende l'impostazione data al problema da Rossi e Villani (1987) e da Fiorentino et al. (1987) procedendo però da una forma triangolare dell'IUH invece che dalle forme analiticamente più complesse usate dai citati autori. Si è deciso di lavorare con un IUH schematico (se si vuole, poco realistico) perché ci si propone di fornire curve di riduzione analiticamente legate ai fattori geomorfoclimatici di interesse. In questo modo si mettono in maggiore evidenza tutte le incertezze connesse alla determinazione dei parametri in bacini privi di osservazioni idrometriche (o di cui non sono disponibili sufficienti registrazioni di onde di piena), riuscendo così ad esaminare separatamente i problemi e le incertezze legati alla forma della curva di riduzione da quelli connessi alle problematiche di stima regionale.

2 LE CURVE DI RIDUZIONE DEI COLMI DI PIENA

La curva di riduzione dei colmi di piena fornisce, per un dato periodo di ritorno T , il rapporto $\varepsilon_{D,T}$

$$\varepsilon_{D,T} = \frac{Q_{D,T}}{Q_T} \quad (1)$$

intercorrente tra la massima portata media $Q_{D,T}$ transitante nella finestra temporale D , definita come

$$Q_{D,T} = \max \left(\frac{1}{D} \int_{t-D/2}^{t+D/2} q(\tau) d\tau \right) \quad (2)$$

e la portata al colmo Q_T . Dato che l'influenza del tempo di ritorno su $\varepsilon_{D,T}$, sotto opportune ipotesi sulle distribuzioni di frequenza delle portate (Bacchi e al., 2000), può essere trascurata, si può giungere a definire il rapporto di riduzione anche come

$$\varepsilon_D = \frac{\mu(Q_D)}{\mu(Q)}, \quad (3)$$

ossia come il rapporto tra la media degli estremi di durata D e la portata indice al colmo di piena. I metodi di letteratura per la valutazione di ε_D , alcuni dei quali sono presentati nel successivo paragrafo, ricorrono solitamente ad una rappresentazione della curva di riduzione in funzione di uno o più parametri, da tarare in base ai dati misurati. Per consentire un'applicazione anche in bacini non strumentati, alcuni autori hanno proposto formule in cui i vari parametri della curva di riduzione sono correlati direttamente alle caratteristiche geomorfoclimatiche del bacino. Il difetto principale di tale approccio consiste nella scarsa generalità delle relazioni trovate, che richiedono una taratura specifica per ogni regione di interesse, rendendo spesso complicata l'applicazione. Un approccio più generale consiste nell'individuazione dei fattori che influenzano le curve di riduzione, tra i quali si dovrà tener conto sia della caratterizzazione della sollecitazione esterna, data dagli afflussi, sia di ciò che accade nella trasformazione di questi in deflussi superficiali.

Un modo semplice, spesso utilizzato in letteratura, per tener conto di questi due aspetti consiste nel parametrizzare ε_D in funzione del tempo di ritardo t_R e dell'esponente n della curva di possibilità pluviometrica. Questa è usualmente espressa nella forma monomia

$$I(d) = a \cdot d^{n-1} \quad (4)$$

in cui d è la durata della pioggia e $I(d)$ la rispettiva intensità media. Esplicitando in forma diretta la dipendenza di ε_D dai due parametri indicati, ci si può riferire all'ampia letteratura relativa alla stima di t_R e di n , in funzione anche di parametri geomorfoclimatici, con relazioni già eventualmente ottimizzate per tener conto delle peculiarità di ogni macroregione. Questo tipo di procedimento corrisponde ad una concettualizzazione

dell'equazione (3), al fine di facilitarne l'applicazione in regioni prive di dati specifici.

Ad esempio, in ambito italiano ci si può basare sugli studi di regionalizzazione delle precipitazioni per ottenere una stima di n , mentre per la valutazione di t_R ci si può riferire a Bocchiola e al. (2003) per una recente rassegna. Si riesce così a stimare agevolmente la curva di riduzione anche in bacini privi di osservazioni dirette. Nel caso in cui, invece, siano disponibili le curve sperimentali, la rappresentazione delle curve di riduzione in funzione di t_R e di n costituisce anche uno strumento ulteriore per la valutazione diretta del tempo di ritardo.

2.1 METODI DI LETTERATURA

La prima tra le relazioni qui considerate è quella proposta in NERC (1975),

$$\varepsilon_D = (1 + b \cdot D)^{-c} \quad (5)$$

Essa ha radici empiriche, ma può anche essere derivata concettualmente come mostrato da Fiorentino (1985). I due parametri b e c possono essere espressi in funzione di t_R ed n tramite le relazioni, proposte da Silvagni (1984):

$$b = \frac{1}{2t_R} \quad c = 1 - n \quad (6)$$

Una seconda formulazione della curva di riduzione è

$$\varepsilon_D = \left(\frac{k}{D} \right) \left[1 - e^{-\frac{D}{k}} \right], \quad (7)$$

proposta da Fiorentino (1985) ottenuta in base all'ipotesi di invaso lineare per la trasformazione afflussi-deflussi. Essa presenta il vantaggio di essere monoparametrica, garantendo una più semplice gestione sia nella fase di taratura nei siti in cui sono disponibili dati, sia nella fase di regionalizzazione. Anche in questo caso, il parametro k risulta legato all'esponente n della curva di possibilità pluviometrica ed al tempo di ritardo t_R , tramite l'espressione

$$k = 1.027 \cdot t_R \cdot e^{2.277 \cdot n} \quad (8)$$

ottenuta minimizzando la somma dei quadrati degli scarti tra la curva (5), presa come riferimento, e la (7), così come richiamato da Fiorentino e Margiotta (1997).

Basandosi sulle proprietà degli attraversamenti di un valore soglia da parte del processo stocastico stazionario delle portate, Bacchi e Brath (1990) determinano ε_D come

$$\varepsilon_D = \sqrt{\frac{\theta}{2D} \cdot \left[2 + e^{\frac{-4D}{\theta}} - \frac{3\theta}{4D} \cdot \left(1 - e^{\frac{-4D}{\theta}} \right) \right]} \quad (9)$$

che ha θ come unico parametro. Esso è a sua volta legato al tempo di ritardo del bacino, ad esempio con la relazione

$$\theta = 0.985 \cdot t_R, \quad (10)$$

proposta da Brath et al. (1994) per bacini dell'Italia meridionale.

L'ultimo approccio di interesse è quello di tipo geomorfoclimatico (Rossi e Villani, 1987; Fiorentino et al., 1987), basato su un approccio deduttivo. In esso si considerano pluviogrammi di forma rettangolare, di durata generica d ed intensità media $I(d)$, mentre la trasformazione della pioggia netta in deflusso è ottenuta tramite la classica forma dell'integrale di convoluzione, dove l'IUH è assunto di forma Weibull o Gamma.

Le portate indice da inserire nella (3), sono quindi rappresentate come:

$$\mu(Q) = c_f \cdot A \cdot I(d_c) \cdot S(d_c) \quad (11a)$$

$$\mu(Q_D) = c_f \cdot A \cdot I(d_{c,D}) \cdot S_D(d_{c,D}) \quad (11b)$$

in cui c_f indica il coefficiente di deflusso (considerato indipendente dalla durata della pioggia) ed A l'area del bacino considerato. $S(d_c)$ e $S_D(d_{c,D})$ rappresentano le cosiddette funzioni di picco del sistema, sempre minori di uno e dipendenti dal tipo di IUH adottato (Wood and Hebson, 1986). Esse sono valutate in corrispondenza degli istanti temporali in cui si verificano i colmi, rispettivamente, della portata istantanea e delle portate medie, causate da piogge di durate d_c e $d_{c,D}$ rispettivamente. Le durate d_c e $d_{c,D}$, definite durate critiche di pioggia, rendono massimi i valori di portata generati dagli afflussi, e vanno determinate tramite un criterio estremante.

3 MODELLO GEOMORFOCLIMATICO CON IUH TRIANGOLARE

In questo lavoro ci si è prefissi lo scopo di determinare una relazione analitica da utilizzare nell'approccio geomorfoclimatico, senza dover ricorrere ogni volta ad un criterio estremante di tipo numerico. Al fine di ottenere formule di tipo semplice, che comunque permettano di definire le caratteristiche principali del modello, si è scelto di utilizzare un IUH di forma triangolare isoscele. Questo

presenta ha un tempo base pari a $2 \cdot t_R$ ed ha un'equazione del tipo:

$$h(\varphi) = \frac{1}{t_R} - \frac{|\varphi|}{t_R^2} \quad (12)$$

valida per $-t_R < \varphi < t_R$, e pari a zero al di fuori di tale intervallo. Utilizzando tale forma per l'IUH, in associazione alla forma monomia (4) per la curva di possibilità pluviometrica, tramite semplici, sia pur macchinosi, passaggi, si giunge alle espressioni delle relazioni tra picchi e volumi riportate nel seguito.

Individuata la durata critica della pioggia per la portata istantanea

$$d_c = \frac{n}{n+1} \cdot 4 \cdot t_R, \quad (13)$$

si ottiene la funzione di picco da inserire nella (11a), che può essere scritta come

$$S(d_c) = \left(\frac{d_c}{t_R} - \frac{d_c^2}{4 \cdot t_R^2} \right). \quad (14)$$

Per la portata media nella finestra temporale di durata D si ha che al variare di D si ottengono diverse equazioni della durata critica di pioggia, e quindi della curva di riduzione. Ciò è dovuto al fatto che l'IUH triangolare ha un tempo base finito, e che quindi il suo integrale è una funzione discontinua. Si determinano pertanto tre regioni di validità per altrettante formulazioni analitiche della durata critica e della funzione di picco, regioni delimitate da $D = 0$, $D \rightarrow +\infty$, e da due valori "limite" D_1 e D_2 così definiti:

$$D_1 = \frac{3 - \sqrt{3 \cdot (1 + 4 \cdot n^2 - 2 \cdot n)}}{2 \cdot n + 1} \cdot t_R \quad (15a)$$

$$D_2 = \frac{2 \cdot (1 - n)}{3 \cdot (1 - 2 \cdot n)} \cdot t_R. \quad (15b)$$

Per $n \geq 0.50$, $D_2 \rightarrow +\infty$ e le regioni si riducono a due, mentre per $n \leq 0.25$ il limite D_2 prima si sovrappone e poi scavalca D_1 , rendendo poco sensata la condizione di calcolo. Di conseguenza le (15) valgono per $0.25 < n < 0.50$, ossia nella maggior parte dei casi di interesse pratico.

Nella prima regione di calcolo, $0 < D < D_1$, la durata critica delle piogge medie è

$$d_{c,D} = \frac{6n + \sqrt{36n^2 + 3 \left(\frac{D}{t_R} \right)^2 (1 - n^2)}}{3(n+1)} \cdot t_R \quad (16)$$

mentre la relativa funzione di picco vale:

$$S_D(d_{c,D}) = \frac{d_{c,D}}{t_R} - \frac{D^2}{12 \cdot t_R^2} - \frac{d_{c,D}^2}{4 \cdot t_R^2}. \quad (17)$$

Nel secondo intervallo, $D_1 < D < D_2$, si ottiene

$$d_{c,D} = \left[\frac{(2 + D/t_R)(1 + n)}{2 + n} + \frac{(2 + D/t_R)^2(1 - i\sqrt{3})}{2(2 + n) \cdot \sqrt[3]{F}} - \frac{\sqrt[3]{F}(1 + i\sqrt{3})}{2(2 + n)} \right] \cdot t_R \quad (18)$$

in cui

$$F = 2\sqrt{6} \left[\frac{D}{t_R}(n-1)(n+2)^2 \left(8 + 6 \frac{D^2}{t_R^2} + \frac{D^3}{t_R^3} + 6 \frac{D}{t_R}(n^3 + 3n^2 - 2) \right) \right]^{1/2} - 8 - 6 \frac{D^2}{t_R^2} - \frac{D^3}{t_R^3} + 12 \frac{D}{t_R}(n^3 + 3n^2 - 3) \quad (19)$$

mentre la funzione di picco vale

$$S_D(d_{c,D}) = \left[\frac{d_{c,D}}{t_R} - \frac{(d_{c,D} - D)^2}{4 \cdot t_R^2} - \frac{d_{c,D} - D}{2 \cdot t_R} - \frac{1}{3} + \frac{(d_{c,D} - D)^3}{24 \cdot t_R^3} \right] \cdot \frac{t_R}{D}. \quad (20)$$

Nel terzo intervallo, valido per $D_2 < D$, la durata critica della pioggia risulta essere:

$$d_{c,D} = t_R \cdot \left[\frac{(D/t_R - 2)(1 + n)}{2 + n} + \frac{\sqrt[3]{B}(1 + i\sqrt{3})}{2(2 + n)} + \frac{\left(4 - 4 \frac{D}{t_R} + \frac{D^2}{t_R^2} + 16n + 8n^2 \right)(1 + i\sqrt{3})}{2(2 + n)\sqrt[3]{B}} \right] \quad (21)$$

con

$$B = -8 - 6 \frac{D^2}{t_R^2} + \frac{D^3}{t_R^3} + 48n + 72n^2 + 24n^3 +$$

$$-12 \frac{D}{t_R}(-1 + 2n + 3n^2 + n^3) + \left[- \left(4 - 4 \frac{D}{t_R} + \frac{D^2}{t_R^2} + 16n + 8n^2 \right)^3 + \left(-6 \frac{D^2}{t_R^2} + \frac{D^3}{t_R^3} - 12 \frac{D}{t_R}(-1 + 2n + 3n^2 + n^3) + 8(-1 + 6n + 9n^2 + 3n^3) \right)^2 \right]^{1/2}. \quad (22)$$

La funzione di picco vale

$$S_D(d_{c,D}) = \left[\frac{d_{c,D}}{t_R} - \frac{(d_{c,D} - D)^2}{4 \cdot t_R^2} - \frac{d_{c,D} - D}{2 \cdot t_R} - \frac{1}{3} + \frac{(d_{c,D} - D)^3}{24 \cdot t_R^3} \right] \cdot \frac{t_R}{D} \quad (23)$$

Le relazioni trovate nelle tre regioni in cui è diviso l'asse delle durate D contengono esplicitamente il tempo di ritardo t_R e l'esponente n . Riepilogando, le curve di riduzione possono essere ottenute con la seguente procedura: dalle (13) e (14) si ottengono, rispettivamente, la durata critica e la funzione di picco per la portata istantanea. Si determinano poi le durate critiche di pioggia (tramite le (16), (18), (21)) e le rispettive funzioni di picco (tramite le (17), (20), (23)), valide per le portate medie. Queste sono sostituite nella curva di riduzione dei colmi di piena, che (dalla (3) e dalle (11)) assume l'espressione generale:

$$\varepsilon_D = \frac{d_c^{n-1} \cdot S(d_c)}{d_{c,D}^{n-1} \cdot S_D(d_{c,D})}. \quad (24)$$

Dall'osservazione delle curve di riduzione ottenute per diversi valori del parametro n (per t_R costante), o del parametro t_R (per n costante), riportati rispettivamente in Figura 1 e Figura 2, si osserva che le influenze maggiori si hanno al variare di t_R .

Dalle figure risulta inoltre evidente che nella formulazione così ottenuta le curve di presentano una doppia concavità nella curva (similmente al modello di Bacchi e Brath, 1990), evidenziando una tendenza a mantenere valori alti di ε_D per durate D ridotte.

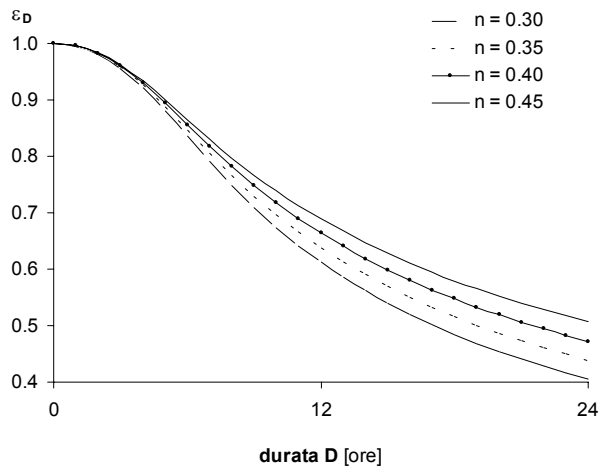


Figura 1. Curve di riduzione in base al modello geomorfoclimatico al variare del parametro n .

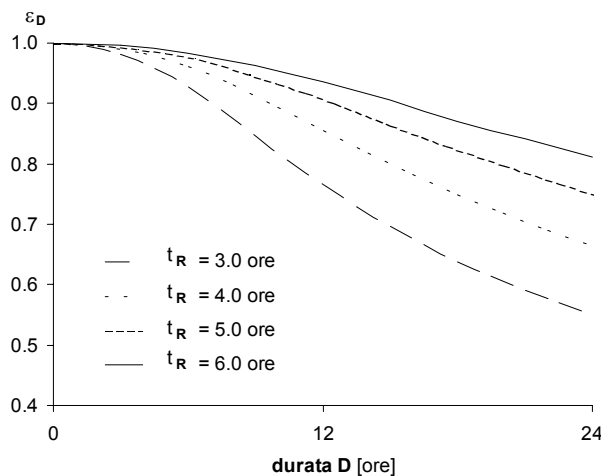


Figura 2. Curve di riduzione in base al modello geomorfoclimatico al variare del tempo di ritardo t_R .

4 APPLICAZIONE

Come detto, lo scopo principale del lavoro consiste in un confronto di varie formulazioni della curva di riduzione in assenza di taratura dei parametri delle curve stesse. Per effettuare tale confronto si sono considerati i dati relativi a numerose onde di piena storiche rilevate in sezioni di misura del SIMN di alcuni bacini della Basilicata, indicati in Tabella 1.

I valori utilizzati per le grandezze n e t_R , riportati in Tabella 1, sono tratti da studi relativi all'analisi regionale delle piogge e delle piene (Claps e Stra-

ziuso, 1996; Fiorentino e Iacobellis, 2001). In particolare, in quasi tutti i bacini considerati i tempi di ritardo si basano su valutazioni dirette (distanza tra baricentri di pluviogrammi ed idrogrammi) effettuate da Rossi (1974).

Tabella 1. Caratteristiche principali dei bacini analizzati: area A , tempo di ritardo t_R ed esponente n della curva di possibilità pluviometrica.

Bacino	A [km^2]	t_R [ore]	n
Basento a Pignola	42.4	2.90	0.318
Basento a Gallipoli	853.3	4.80	0.438
Basento a Menzena	1402.8	6.68	0.517
Agri a Le Tempe	173.3	7.10	0.372
Agri a Tarangelo	509.0	8.90	0.435
Sinni a Valsinni	1140.2	5.60	0.569

Il confronto tra le quattro formulazioni qui esaminate (quella geomorfoclimatica con IUH triangolare e le tre riportate nel paragrafo 2) è stato impostato esprimendo ogni relazione in funzione di t_R ed n , e verificando quale curva si avvicinasse di più ai dati misurati (vedi grafici in Figura 3). In Tabella 2 sono riportati i rispettivi valori del root mean squared error (RMSE) tra punti misurati e calcolati.

Dai risultati in Figura 3 e Tabella 2 si nota che la curva di Bacchi e Brath (1990) per i bacini esaminati sottostima frequentemente i valori sperimentali (specie nei bacini ad area più elevata). Risultati migliori sono ottenuti dalle altre curve, senza differenze sostanziali tra l'equazione NERC (1975) e quella di Fiorentino (1985), che presentano valori di RMSE abbastanza ridotti. Il modello geomorfoclimatico con IUH triangolare, invece, presentando una doppia concavità piuttosto accentuata, propone un andamento diverso, sovrastimando i valori sperimentali per durate D ridotte ($D < 6$ ore) e spesso sottostimandoli per durate D più elevate. Si nota comunque che i valori di RMSE per tale modello risultano tra i più bassi, variando anche poco tra un bacino e l'altro. Gli altri modelli, invece, sembrano più sensibili a disturbi locali, presentando ampi intervalli di variazione di RMSE.

Si è poi valutata la capacità delle diverse curve di giungere ad un adattamento ottimale, determinando implicitamente una stima del tempo di ritardo. Mantenendo fisso n , si effettua la stima di t_R minimizzando il RMSE tra le curve di riduzione analitiche ed i valori sperimentali.

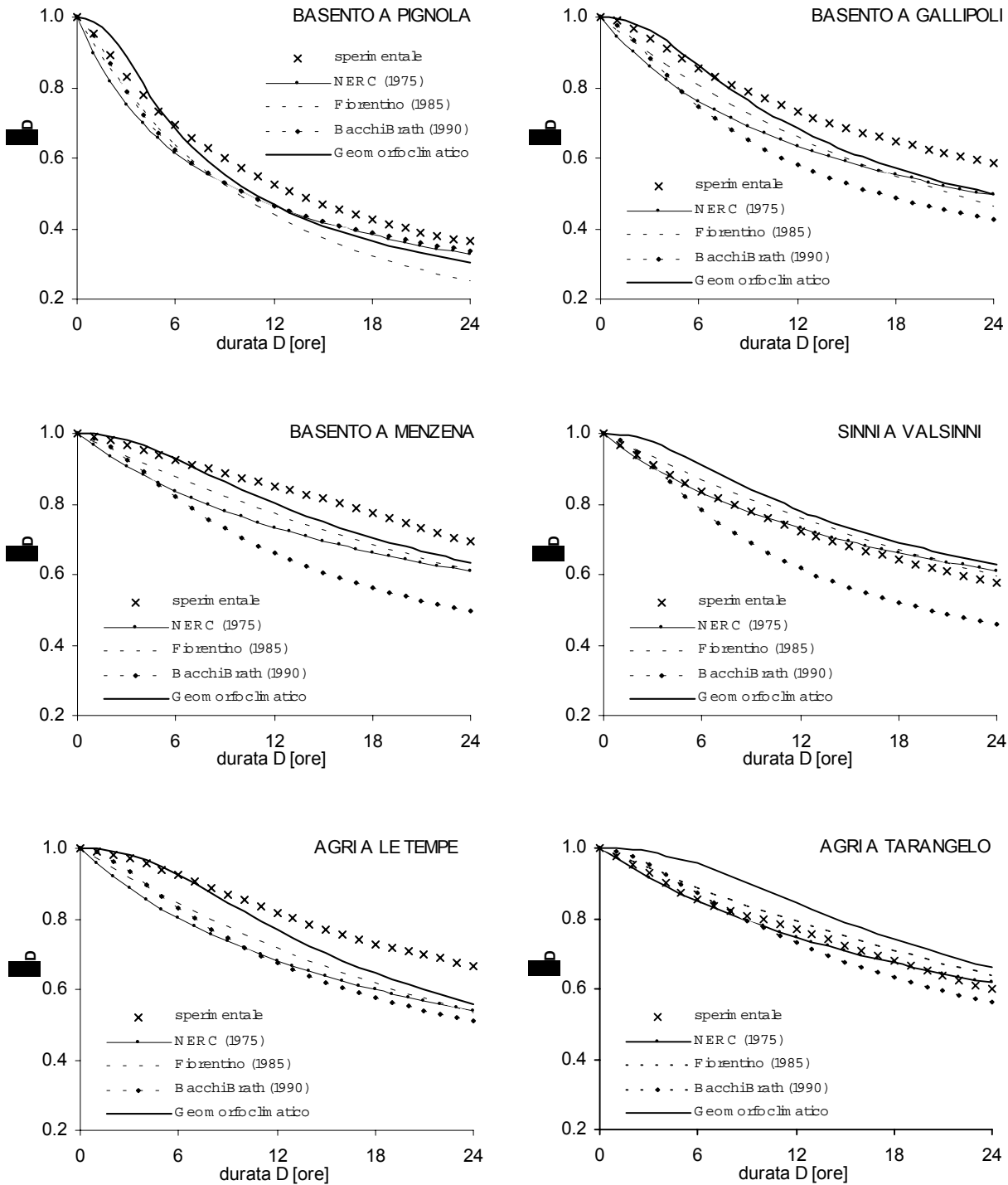


Figura 3. Confronto tra le curve di riduzione calcolate analiticamente ed i valori sperimentali.

In Tabella 3 sono riportati i risultati dei procedimenti di ottimizzazione. Questi mostrano che le stime di t_R possono differire anche sostanzialmente da quelle ottenute con i metodi classici. Le differenze potrebbero essere imputate all'inconsistenza delle relazioni (6), (8) e (10) che esprimono i parametri delle curve di riduzione in funzione di t_R . Solo il modello geomorfoclimati-

co fornisce valori di t_R simili a quelli di letteratura. D'altra parte, i valori di RMSE per il modello geomorfoclimatico sono piuttosto elevati, soprattutto se confrontati con quelli di altri metodi. In particolare, da questo punto di vista risulta che il modello NERC (1975) riesce ad approssimare molto bene i valori sperimentali.

Tabella 2. Valori di RMSE tra curve teoriche ed empiriche per i bacini esaminati.

Bacino	NERC (1975)	Fiorentino (1985)	Bacchi Brath (1990)	Geomorfoclim.
Basento a Pignola	0.059	0.083	0.050	0.051
Basento a Gallipoli	0.090	0.079	0.134	0.055
Basento a Menzena	0.097	0.069	0.166	0.048
Agri a Le Tempe	0.121	0.097	0.126	0.062
Agri a Tarangelo	0.013	0.028	0.035	0.072
Sinni a Valsinni	0.016	0.030	0.095	0.056

In ultimo, c'è da notare che i valori di t_R stimati alla sezione di Tarangelo sono ovunque inferiori ai valori stimati a Le Tempe, che sottende un sottobacino interno a quello chiuso a Tarangelo. Tale risultato potrebbe spiegarsi con la particolare natura geolitologica della parte alta del bacino dell'Agri, caratterizzata da complessi calcarei fessurati, con conseguente importante ruolo del deflusso di base negli idrogrammi di piena. I tempi di risposta del bacino risultano così significativamente elevati in relazione alla sua dimensione. Spostandosi a valle, verso Tarangelo, l'effetto di ritardo relativo alla parte alta del bacino viene compensato dalla risposta più rapida della parte bassa (in proporzione si riduce l'importanza del deflusso di base); si riduce di conseguenza, la distanza tra il baricentro dello ietogramma e quello dell'idrogramma.

5 CONCLUSIONI

La valutazione dei volumi di piena per fissati periodi di ritorno pone da sempre notevoli problemi per la difficoltà di reperire, anche in sezioni storiche del SIMN, dati utili alla loro determinazione diretta. D'altra parte, si procede sempre più intensamente in attività di mappatura delle caratteristiche morfologiche e di caratterizzazione dei

suoli che, in combinazione con il procedere della ricerca idrologica, determinano interessanti possibilità di ricostruzione dettagliata della funzione di risposta (almeno per la componente superficiale) dei bacini idrografici. Partendo da questi presupposti, in questo lavoro ci si è riproposti di riprendere l'approccio geomorfoclimatico alla determinazione della curva di riduzione dei colmi di piena, puntando a determinare espressioni analitiche della curva su base fenomenologica semplificata.

A questo scopo si è messo a punto un modello basato su un IUH di forma triangolare, le cui prestazioni sono state confrontate con varie formulazioni analitiche presenti in letteratura, le quali sono state esplicitate in funzione del tempo di ritardo t_R e dall'esponente n delle curve di possibilità pluviometrica. Dall'applicazione, effettuata con riferimento ad un gruppo di bacini della Basilicata, si è riscontrato che, usando valori di n e t_R di letteratura, il modello proposto approssima comunque in modo soddisfacente le curve empiriche. Inoltre, adattando al meglio le curve di riduzione teoriche a quelle sperimentali, risultano stime del tempo di ritardo per le quali il modello proposto fornisce valori più consistenti con quelli di letteratura rispetto agli altri.

Tabella 3. Stima del tempo di ritardo e RMSE tra la curva di riduzione dei colmi (con tale t_R come parametro) ed i dati misurati.

Bacino	Da letteratura	NERC (1975)		Fiorentino(1985)		Bacchi Brath(1990)		Geomorfoclim.	
	t_R [ore]	t_R [ore]	RMSE	t_R [ore]	RMSE	t_R [ore]	RMSE	t_R [ore]	RMSE
Pignola	2.90	3.86	0.018	4.00	0.016	3.70	0.010	3.39	0.036
Gallipoli	4.80	8.03	0.014	6.85	0.010	9.15	0.014	5.92	0.028
Menzena	6.68	13.12	0.019	10.00	0.010	15.63	0.009	8.50	0.015
Le Tempe	7.10	14.83	0.020	11.75	0.013	13.17	0.004	8.02	0.036
Tarangelo	8.90	9.22	0.011	7.69	0.008	10.20	0.021	6.56	0.035
Valsinni	5.60	5.19	0.011	4.88	0.012	8.80	0.022	4.24	0.021

D'altra parte, considerando t_R come parametro di taratura delle curve, l'adattamento alle curve empiriche ottenuto con le curve NERC (1975), Fiorentino (1985) e Bacchi e Brath (1990) risulta qualitativamente più elevato. In particolare, la curva geomorfoclimatica per durate brevi presenta le

maggiori difficoltà di adattamento ai dati sperimentali. Ciò è senz'altro dovuto alla forma, poco 'naturale', dell'IUH triangolare, rispetto alla quale sono senz'altro disponibili espressioni migliori, anche se poco trattabili analiticamente.

RINGRAZIAMENTI

Lavoro finanziato con fondi CNR-GNDICI, contributo n.03.00022.GN42, e ARPA Piemonte, Progetto Interreg IIIA.

BIBLIOGRAFIA

- B. Bacchi e A. Brath. Stima delle leggi di attenuazione delle massime portate in assegnata durata. *L'Energia Elettrica*, n.67(4), 157-170, 1990.
- B. Bacchi, M. Franchini, G. Galeati, e R. Ranzi. Parametrizzazione e regionalizzazione della curva di riduzione dei massimi annuali delle portate medie su assegnata durata. In *Atti del XXVII Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, vol. 2, 129-136, 2000.
- D. Bocchiola, C. De Michele, S. Pecora, e R. Rosso. Sul tempo di risposta dei bacini idrografici italiani. *L'Acqua*, n.1, 45-55, 2003.
- A. Brath, M. Fiorentino, e P. Villani. Valutazione dei volumi di piena a frequenza assegnata. In V. Copertino e M. Fiorentino, (a cura di), *Valutazione delle piene in Puglia*, GNDICI-CNR, Potenza, 1994.
- P. Claps, e E. Straziuso. Analisi regionale delle piogge brevi in Basilicata. Dipartimento di Ingegneria e Fisica dell'Ambiente, Rapporto Interno, 1996.
[<http://www.idrologia.polito.it/~claps/pubblicazioni.htm>]
- M. Fiorentino. La valutazione dei volumi di piena nelle reti di drenaggio urbano. *Idrotecnica*, n.3, 141-152, 1985.
- M. Fiorentino e V. Iacobellis. New insights about the climatic and geologic control on the probability distribution of floods. *Water Resources Research*, vol.37, no.3, 721-730, 2001.
- M. Fiorentino e M. R. Margiotta. La valutazione dei volumi di piena e il calcolo semplificato dell'effetto di laminazione di grandi invasi. In G. Frega, (a cura di), *Tecniche per la difesa dall'inquinamento*, Ed. Bios, 203-222, 1997.
- M. Fiorentino, F. Rossi, e P. Villani. Effect of the basan geomorphoclimatic characteristics on the mean annual flood reduction curve. In *Proc. Of 18th Annual Pittsburgh Modelling and Simulation Conference*, part 5, 1777-1784, April 23-24, 1987.
- M. Franchini e G. Galeati. Comparative analysis of methods for deriving the expected flood reduction curve in the frequency domain. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(1), 155-172, 2000.
- Natural Environmental Research Council (NERC). Estimation of flood volumes over different duration. In *Flood Studies Report*, vol. I, 352-373, London, 1975.
- F. Rossi. Criteri di similitudine idrologica per la stima della portata al colmo di piena corrispondente ad un assegnato periodo di ritorno. In *Atti del XIV Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*. Napoli, 1974.
- F. Rossi e P. Villani. La valutazione della piena media annua istantanea e di assegnata durata attraverso le caratteristiche geomorfoclimatiche del bacino. In F. Rossi, (ed.), *Rapporto annuale Linea I*, GNDICI-CNR, 1987.
- F. Rossi e P. Villani. Valutazione delle piene in Campania, Appendice B, L1, GNDICI-CNR, Salerno, 1994.
- G. Silvagni. *Valutazione dei massimi deflussi di piena*. Pubblicazione n.489 dell'Istituto di Idraulica. Università di Napoli, 1984.
- E. F. Wood e C. S. Hebson. On hydrologic similarity: 1. Derivation of the dimensionless flood frequency curve. *Water Resources Research*, 22(12), 1549-1554, 1986.