



REGIONE CAMPANIA
AUTORITA' DI BACINO REGIONALE
DESTRA SELE



PIANO STRALCIO PER L'ASSETTO IDROGEOLOGICO
RISCHIO ALLUVIONI



RELAZIONE IDROLOGICA

Dis. N. 3412

Tavola N. 1/1

Scala:

Data:

Il Raggruppamento Temporaneo di Imprese:

Aquater S.p.A. (mandataria)

IDI S.r.l. Ingegneria per l'ambiente

Servizi Integrati S.r.l.

Prof. Ing. Biggiero

Ing. Herrmann

Ing. Boccia

Ing. Camilleri

Ing. Trassari

Il Responsabile Tecnico Rischio Alluvioni

Prof. Ing. Vittorio Biggiero

Responsabile Tecnico Rischio Frane

Dr. Giovanni Polloni

I Direttori dei Lavori

Rischio Alluvioni: prof. Ing. Paolo Villani

Rischio Frane: dr. Domenico Guida

Il Presidente del Gruppo di Supporto

Prof. Giovanni Iannettone

Il Responsabile del Procedimento

Rischio Alluvioni: arch. Giuseppe Grimaldi

Rischio Frane: dr. Gerardo Lombardi

Il Segretario Generale

Dr. Giulio Pappalardo

INDICE

PREMESSA.	pag. 1
1. - BANCA DATI PLUVIOMETRICI.	pag. 2
2. - VALUTAZIONE DELLE MASSIME PORTATE DI PIENA NATURALI.	pag. 4
2.1. - Generalità.	pag. 4
2.2. - Valutazione del fattore regionale di crescita.	pag. 4
2.3. - Valutazione della piena media annua $m(Q)$.	pag. 6
2.3.1. - Criteri di stima.	pag. 6
2.3.2. - Modelli di regressione empirici.	pag. 6
2.3.3. - Il modello geomorfoclimatico.	pag. 7
2.3.3.1. - Ipotesi di base.	pag. 7
2.3.3.2. - La legge di probabilità pluviometrica areale.	pag. 8
2.3.3.3. - I parametri del modello geomorfoclimatico.	pag. 11
2.3.4. - Il modello razionale.	pag. 13
2.3.4.1. - I parametri del modello razionale.	pag. 14
3. - RISULTATI	pag. 16

PREMESSA.

La presente relazione descrive il modello idrologico per la valutazione delle massime portate di piena nelle sezioni terminali dei singoli sottobacini significativi presi a riferimento nell'ambito delle attività previste per la realizzazione del Piano Stralcio Alluvioni dell'Autorità di Bacino Destra Sele.

La valutazione delle massime portate di piena naturali è stata effettuata utilizzando la metodologia proposta nel Rapporto Valutazione delle Piene in Campania (VAPI) redatto a cura di Fabio Rossi e Paolo Villani dell'Unità Operativa 1.9 del C.N.R./G.N.D.C.I. – Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università di Salerno.

1. - BANCA DATI PLUVIOMETRICI

La prima fase del lavoro ha riguardato la raccolta dei dati pluviometrici disponibili e l'organizzazione di una base dati da utilizzare per tutte le elaborazioni presentate nel seguito. Le fonti dei dati sono rappresentate dal Rapporto VAPI Campania (Rossi e Villani, 1995) e dagli Annali Idrologici del SIMN. I criteri di validazione corrispondono a quelli utilizzati per la redazione del rapporto VAPI Campania (Battista e D'Ippolito, 1988).

Sono stati raccolti i dati dei massimi annuali delle piogge giornaliere (da 1 a 5 giorni), delle piogge orarie (durata: 1h, 3h, 6h, 12h, 24h) e delle piogge brevi (da 5' a 55').

Per quanto riguarda le piogge brevi, il SIMN non le certifica come massimi annuali, ma come "piogge di breve durata e notevole intensità". Nella composizione della base dati, tali misure sono state ritenute comunque pari ai massimi annuali, purché fossero rispettate alcune regole di congruenza:

- le altezze di pioggia devono essere non decrescenti con la durata;
- le intensità medie di pioggia devono essere non crescenti con la durata;
- vi deve essere congruenza fra le medie dei massimi annuali delle piogge brevi e le medie dei massimi annuali delle piogge orarie in corrispondenza della durata 1h.

Di seguito, in tabella 1, viene riportato l'elenco delle stazioni utilizzate:

Tab.1 – Elenco delle stazioni pluviometriche

n. S.I.M.N.	STAZIONE
38490	Acerno
38280	Agerola (Fr. Pianillo)
38270	Agerola (San Lazzaro)
38340	Amalfi
38345	Amalfi (Ente Turismo)
37390	Bagnoli Irpino
38110	Baronissi
38520	Battipaglia
38525	Battipaglia Aversana
38760	Campagna
38200	Castellammare di Stabia
38410	Cava dei Tirreni
38400	Cava dei Tirreni (Fr. Badia)
38390	Cetara
38300	Conca dei Marini
38180	Deserto di Massa Lubrense
38770	Eboli
38450	Gauro
38460	Giffoni Valle Piana

n. S.I.M.N.	STAZIONE
38190	Gragnano
38350	Maiori
	Maiori (Fr. Vecite)
38240	Massa Lubrense (Fr. Nerano)
38250	Massa Lubrense (Fr. Turro)
38380	Minori
38510	Montecorvino Rovella (Bellizzi)
	Montecorvino Rovella (Azienda Torre Lama)
38505	Olevano sul Tusciano (Restituzione Enel)
	Olevano sul Tusciano (Presa Enel)
38500	Olevano sul Tusciano
38430	Pellezzano
38210	Piano di Sorrento (Casa d'Ardia)
38230	Piano di Sorrento (Istituto Nautico)
38220	Piano di Sorrento (Colli San Pietro)
38470	Pontecagnano
38480	Pontecagnano (Aeronautica Milit.)
38310	Positano
38290	Ravello
38420	Salerno (Genio Civile)
38440	Salerno (Contrada Pastena)
38285	Scala (Pontone)
38235	Sorrento
38360	Tramonti (Fr. Chiunzi)
	Tramonti (Fr. Pietri)
38370	Tramonti (Fr. Salzano)
38320	Vietri sul Mare

2. - VALUTAZIONE DELLE MASSIME PORTATE DI PIENA NATURALI.

2.1. - Generalità.

L'analisi idrologica dei valori estremi delle precipitazioni e delle piene in Campania è stata effettuata nel Rapporto VAPI Campania attraverso una metodologia di analisi regionale di tipo gerarchico, basata sull'uso della distribuzione di probabilità del valore estremo a doppia componente (TCEV – Two Component Extreme Value).

Indicando con Q il massimo annuale della portata al colmo e con T il periodo di ritorno, cioè l'intervallo di tempo durante il quale si accetta che l'evento di piena possa verificarsi mediamente una volta, la massima portata di piena Q_T corrispondente al prefissato periodo di ritorno T , può essere valutata come:

$$Q_T = K_T m(Q)$$

dove:

- $m(Q)$ = media della distribuzione dei massimi annuali della portata di piena (piena indice).
- K_T = fattore probabilistico di crescita, pari al rapporto tra Q_T e la piena indice.

Per la valutazione di $m(Q)$, vengono indicate quattro differenti metodologie, due di tipo diretto, basate su formule monomie in cui la portata dipende essenzialmente dall'area del bacino, e due di tipo indiretto (modello geomorfoclimatico ed il modello razionale) in cui la piena indice viene valutata a partire dalle piogge e dipende in maniera più articolata dalle caratteristiche geomorfologiche del bacino (area, percentuale impermeabile, copertura boschiva).

2.2. - Valutazione del fattore regionale di crescita.

L'indagine regionale per la determinazione della legge regionale di crescita con il periodo di ritorno $K_T(T)$, svolta nel Rapporto VAPI Campania, ha condotto alla seguente relazione :

$$T = \frac{1}{1 - F_K(k)} = \frac{1}{1 - \exp(-\Lambda_1 e^{-\eta k} - \Lambda_* \Lambda_1^{1/\theta_*} e^{-\eta k/\theta_*})}$$

in cui:

$$\theta_* = 2.634;$$

$$\Lambda_* = 0.350;$$

$$\Lambda_1 = 13;$$

$$\eta = 0.5772 + \ln(\Lambda_1) - T_0 = 3.901;$$

$$T_0 = \sum_{j=1}^{\infty} \frac{(-1)^{j-1} \Lambda_*^j \Gamma(j/\theta^*)}{j!}.$$

Un'analisi della variabilità spaziale dei parametri della distribuzione dei massimi annuali di pioggia giornaliera ha evidenziato, sul territorio dell'Autorità di Bacino Destra Sele, l'esistenza di un rischio del verificarsi di eventi eccezionali più alto rispetto al resto della regione. La valutazione del fattore di crescita con il periodo di ritorno effettuata utilizzando i parametri stimati su base regionale nel VAPI, quindi, può dare risultati in difetto di sicurezza. Per questo motivo si è deciso di procedere a una stima dei parametri di forma e di scala della TCEV dai dati delle stazioni appartenenti al territorio dell'Autorità di Bacino.

La stima, effettuata per le massime precipitazioni, ha fornito i seguenti valori:

$$\theta^* = 2.127;$$

$$\Lambda_* = 0.373;$$

$$\Lambda_1 = 27.$$

Per le massime portate, i parametri sono stati modificati in modo proporzionale ai rapporti ricavati dalle stime riportate nel VAPI, ottenendo i seguenti valori:

$$\theta^* = 2.209;$$

$$\Lambda_* = 0.583;$$

$$\Lambda_1 = 6.$$

I valori di K_T corrispondenti ai diversi periodi di ritorno considerati nei calcoli idrologici sono riportati nella tabella 2 di seguito riportata.

Tab.2 – Valori teorici del coefficiente probabilistico di crescita K_T per le portate nel territorio dell'Autorità di Bacino Destra Sele, per alcuni valori del periodo di ritorno T.

<i>T (anni)</i>	<i>20</i>	<i>50</i>	<i>100</i>	<i>200</i>	<i>300</i>	<i>500</i>	<i>1000</i>
K_T	2.19	2.77	3.22	3.67	3.94	4.27	4.70

2.3. - Valutazione della piena media annua $m(Q)$.

2.3.1. - Criteri di stima.

La piena media annua $m(Q)$ è caratterizzata da una elevata variabilità spaziale che può essere spiegata, almeno in parte, ricorrendo a fattori climatici e geomorfologici.

È dunque in genere necessario ricostruire modelli che consentano di mettere in relazione $m(Q)$ con i valori assunti da grandezze caratteristiche del bacino.

Quando manchino dati di portata direttamente misurati nelle sezioni di interesse, l'identificazione di tali modelli può essere ottenuta sostanzialmente attraverso due diverse metodologie:

- approcci di tipo puramente empirico, del tipo $m(Q) = a A^b$ (con A = superficie del bacino);
- approcci che si basano su modelli in cui la piena media annua viene valutata con parametri che tengano conto delle precipitazioni massime sul bacino e delle caratteristiche geomorfologiche (modelli geomorfoclimatici e modelli razionali).

2.3.2. - Modelli di regressione empirici.

Per un primo approccio, di tipo puramente empirico, si fa riferimento a diverse formulazioni di tipo regressivo fra la piena media annua ed alcune grandezze fisiche del bacino facilmente ottenibili.

Sono stati, infatti, applicati legami di regressione di tipo logaritmico del tipo:

$$\log m(Q) = a + b * \log(A)$$

che corrispondono all'espressione monomia:

$$m(Q) = a A^b$$

dove a , b sono parametri da stimare attraverso un'analisi di regressione lineare.

Le analisi sono state condotte utilizzando relazioni monomie con l'area totale ($a = 1.192$, $b = 0.838$), con l'area ridotta del bacino ($a = 3.216$, $b = 0.715$), definita dalla differenza tra l'area totale del bacino e l'area permeabile con bosco e con l'area impermeabile del bacino ($a = 6.3511$, $b = 0.6387$).

2.3.3. - Il modello geomorfoclimatico.

2.3.3.1. - Ipotesi di base.

Ad eventi di pioggia brevi ed intensi corrispondono, di solito, deflussi di piena nella sezione terminale del bacino dovuti essenzialmente allo scorrimento delle acque sui versanti e nei canali della rete idrografica.

Il bilancio idrologico di un bacino durante i fenomeni di piena può pertanto essere schematizzato considerando che fra i volumi in ingresso e quelli in uscita si stabilisce una relazione per effetto di una concomitante trasformazione dei due sottosistemi da cui è costituito il bacino:

- sui versanti, un'aliquota delle precipitazioni totali viene persa a causa del fenomeno dell'infiltrazione e quindi ai fini del bilancio di piena nella sezione finale contribuisce soltanto una parte delle precipitazioni totali, definita pioggia "efficace";
- nella rete idrografica, l'aliquota delle piogge efficaci derivante dai versanti viene invasata e trasportata alla sezione di sbocco a costituire l'idrogramma di piena, che si manifesta con un certo ritardo nei confronti del pluviogramma che lo ha causato.

Per definire l'effetto dei versanti sulla determinazione della pioggia "efficace" si definisce il coefficiente di afflusso di piena C_f il rapporto tra i volumi di piena e le precipitazioni totali sul bacino in un prefissato intervallo di tempo.

Per tenere conto del ritardo con cui l'idrogramma di piena si manifesta nella sezione di chiusura di un bacino rispetto al pluviogramma che lo ha determinato, è necessario definire una funzione di risposta del bacino stesso ad un ingresso impulsivo unitario detto anche idrogramma unitario istantaneo o IUH.

La relazione per il calcolo della piena indice con il modello geomorfoclimatico può essere scritta come:

$$m(Q) = \frac{C_f \cdot q \cdot m[I_A(t_r)] \cdot A}{3.6}$$

in cui:

- t_r = tempo di ritardo del bacino, in ore;
- C_f = coefficiente di deflusso, caratteristico del bacino;
- $m[I_A(t_r)]$ = media del massimo annuale dell'intensità di pioggia areale di durata pari al tempo di ritardo t_r del bacino, in mm/ora;
- A = area del bacino, in km^2 ;

- q = coefficiente di attenuazione del colmo di piena .

2.3.3.2. - La legge di probabilità pluviometrica areale.

La legge di probabilità pluviometrica areale consente di conoscere come varia la media del massimo annuale dell'altezza di pioggia $m[h_A(d)]$ in funzione della durata d e dell'area del bacino A .

Nota la legge $m[h_A(d)]$, è possibile definire la media dei massimi annuali dell'intensità di pioggia areale come:

$$m[I_A(d)] = m[h_A(d)]/d$$

La metodologia comunemente impiegata consiste nell'ottenere la media del massimo annuale dell'altezza di pioggia areale $m[h_A(d)]$ dalla media del massimo annuale dell'altezza di pioggia puntuale $m[h(d)]$ attraverso un fattore di ragguglio noto come coefficiente di riduzione areale $K_A(d)$ come:

$$m[h_A(d)] = K_A(d) m[h(d)].$$

La legge di probabilità pluviometrica.

Per la stima della legge di probabilità pluviometrica, che definisce appunto la variazione della media del massimo annuale dell'altezza di pioggia con la durata, il Rapporto VAPI Campania fa sostanzialmente riferimento a leggi a quattro parametri del tipo:

$$m[h(d)] = \frac{m[I_0] \cdot d}{\left(1 + \frac{d}{d_c}\right)^{C-Dz}}$$

in cui $m[I_0]$ rappresenta il limite dell'intensità di pioggia per d che tende a 0.

Nel Rapporto VAPI Campania i parametri della suddetta legge sono stati determinati attraverso una procedura di stima regionale utilizzando:

- i massimi annuali delle altezze di pioggia in intervalli di 1, 3, 6, 12 e 24 ore;
- le altezze di pioggia relative ad eventi di notevole intensità e breve durata, che il SIMN non certifica come massimi annuali.

I bacini di interesse all'interno del territorio di competenza dell'Autorità di Bacino Destra Sele ricadono all'interno delle zone pluviometriche omogenee A1 e A2 del VAPI Campania.

Avendo a disposizione una base-dati aggiornata rispetto a quella utilizzata nella redazione del rapporto VAPI Campania, si è proceduto comunque a un'analisi più approfondita delle leggi di probabilità pluviometrica.

L'analisi ha riguardato tutte le stazioni con almeno 5 anni di osservazioni: costruite le curve empiriche di probabilità pluviometrica per tutte le stazioni, si è proceduto ad aggregarle in zone omogenee e a stimare i parametri delle curve di probabilità pluviometrica teoriche su base regionale, secondo la procedura indicata nel rapporto VAPI Campania. Così facendo, rispetto alla regionalizzazione del rapporto VAPI Campania, è stata rifinita e riportata in una scala cartografica di maggior dettaglio la suddivisione in aree omogenee già esistente.

La stima dei parametri ha fornito valori del tutto assimilabili ai valori riportati nel rapporto VAPI Campania per le corrispondenti aree A1 e A2 e per questo motivo si è deciso di utilizzare i valori stimati nel rapporto VAPI, senza modifiche. Il confronto fra le curve teoriche così ottenute e i punti sperimentali, stazione per stazione, ha evidenziato la presenza di un'area, all'interno della zona A2, caratterizzata da piovosità molto superiore rispetto al resto della regione. Quest'area racchiude le stazioni comprese fra Salerno Genio Civile e Cava dei Tirreni, ed è chiaramente delimitata da due spartiacque naturali che, evidentemente, definiscono una porzione di territorio che, per esposizione e orografia, favorisce la precipitazione delle acque meteoriche. L'effetto osservato consiste in un incremento generalizzato dell'intensità di pioggia a tutte le durate, con una dipendenza dalla durata molto simile a quella ottenuta per la zona A2, ma con un'intensità $m[I_0]$ molto superiore. Per la sottozona così individuata, e denominata A2b, si mantengono invariati i valori dei parametri della legge di probabilità pluviometrica stimati nella zona A2, a eccezione del parametro $m[I_0]$, stimato localmente.

Nella tabella 3 che segue sono riportati i valori dei 4 parametri della legge intensità-durata per ognuna delle sottozone in cui è stato suddiviso il territorio dell'Autorità di Bacino Destra Sele e nella Tavola delle zone omogenee, riportata in allegato, viene rappresentata la suddivisione spaziale del territorio dell'Autorità di Bacino Destra Sele nelle 3 aree pluviometriche omogenee individuate.

La monografia delle leggi di probabilità pluviometrica allegata contiene, per ogni stazione di misura considerata, il grafico della relativa legge altezza-durata stimata su base regionale e confrontata con i punti rappresentati dai dati sperimentali. In certe condizioni, le leggi regionali di probabilità pluviometrica possono produrre errori di valutazione delle altezze di pioggia. Il confronto con i dati sperimentali consente di evidenziare la presenza

di zone in cui, per caratteristiche climatiche a piccola scala, le intensità di pioggia reali possono discostarsi sensibilmente da quelle valutate mediante le leggi intensità-durata regionali. Dai grafici che compongono la monografia citata, si nota un ottimo accordo fra i dati misurati e le leggi regionali in quasi tutti i siti di misura, con qualche eccezione.

La stazione nella quale si osserva la massima discordanza fra i punti sperimentali e la curva regionale è quella di Pontecagnano, per la quale, tra l'altro, non sono disponibili dati di pioggia per durate inferiori all'ora. Si osserva una chiara tendenza della curva regionale a sovrastimare l'altezza di pioggia per durate superiori all'ora, con un errore percentuale crescente al crescere della durata. In mancanza dei dati delle piogge brevi non è possibile prevedere quali errori si commettono per durate inferiori all'ora, anche se il trend sembra indicare il rischio di una sottostima di queste ultime.

Si osserva anche la tendenza a una leggera sovrastima generalizzata delle altezze di pioggia, a tutte le durate e con errore percentuale costante, in alcune stazioni della Costiera Amalfitana (Vietri sul Mare, Ravello, Positano). Tale comportamento, però, non è generalizzabile a tutta l'area della Costiera, in quanto la legge regionale mostra un ottimo accordo con i dati misurati in altre stazioni di misura (Salerno Genio Civile, Maiori, Agerola).

Un'ultima segnalazione riguarda il caso della stazione di Acerno, nella quale sembra esserci una leggera tendenza della curva regionale a sottostimare le altezze di pioggia per le durate più lunghe, con differenze, però, che possono ritenersi sensibili solo per durate non inferiori a 6 ore.

Tab.3 – Parametri statistici delle leggi di probabilità pluviometriche regionali per ogni area pluviometrica omogenea nel territorio dell'Autorità di Bacino Destra Sele.

Zona Omogenea	$m[I_0]$ (mm/h)	d_c (h)	C	D (m^{-1})
A1	77.1	0.3661	0.7995	-8.6077×10^{-5}
A2	83.8	0.3312	0.7031	-7.7381×10^{-5}
A2b	108.9	0.3312	0.7031	-7.7381×10^{-5}

Il coefficiente di riduzione areale.

Il fattore di riduzione areale viene ritenuto costante al variare del periodo di ritorno, e pari a:

$$K_A(d) = 1 - \left[(1 - \exp(-c_1 \cdot A)) \cdot \exp(c_2 \cdot d^{c_3}) \right]$$

con:

- A = area del bacino, in km²;
- c₁ = 0.0021;
- c₂ = 0.53;
- c₃ = 0.25.

2.3.3.3. - I parametri del modello geomorfoclimatico.

Nel Rapporto VAPI Campania è stato mostrato che, dal punto di vista della permeabilità dei litotipi affioranti, durante i fenomeni di piena si possono essenzialmente individuare due complessi idrogeologici: il primo, ad alta permeabilità, comprende tutte le rocce carbonatiche intensamente fratturate; nel secondo vengono compresi tutti gli altri litotipi, a cui si attribuisce mediamente una permeabilità nettamente minore che per le rocce carbonatiche del primo tipo.

Sempre ai fini dei deflussi di piena, è stato mostrato inoltre che una certa influenza viene esercitata anche dalla presenza di copertura boschiva, essenzialmente in funzione del tipo di permeabilità del terreno interessato.

La metodologia proposta dal VAPI Campania per la valutazione dei parametri del modello geomorfoclimatico, e cioè del coefficiente di afflusso di piena C_f e del tempo di ritardo del bacino t_r, assume dunque alla base la suddivisione di ogni bacino sia in due che in tre complessi omogenei dal punto di vista idrogeologico.

Nella suddivisione in due complessi non viene presa in considerazione la copertura boschiva e la distinzione viene fatta tra:

- le aree permeabili, indicate con A₁;
- le aree a bassa permeabilità, indicate con A₂;

mentre nella suddivisione in tre complessi, considerando anche la presenza della copertura boschiva, si prendono in considerazione:

- le aree permeabili con copertura boschiva, indicate con A₃;
- le aree permeabili senza copertura boschiva, indicate con A₁;
- le aree a bassa permeabilità, indicate con A₂.

Il coefficiente di attenuazione del colmo di piena

Il coefficiente di attenuazione del colmo di piena dipende in maniera complessa dalla forma della legge di probabilità pluviometrica e dalla risposta della rete idrografica e consente di tenere conto, tra l'altro, dell'errore che si commette nell'assumere che la durata critica del bacino, e cioè la durata della pioggia che causa il massimo annuale del colmo di piena, sia pari al tempo di ritardo t_r del bacino stesso. Esso può essere valutato, in prima approssimazione, come:

$$q = \begin{cases} 0.60 & \text{se } 0.25 \leq n' = 1 + k_1 \cdot A - \frac{\beta t_r / d_c}{1 + t_r / d_c} \leq 0.45 \\ 0.65 & \text{se } 0.45 \leq n' = 1 + k_1 \cdot A - \frac{\beta t_r / d_c}{1 + t_r / d_c} \leq 0.65 \end{cases}$$

in cui:

- $\beta = (C - D \cdot Z)$ e d_c sono i parametri della legge di probabilità pluviometrica;
- k_1 è un coefficiente numerico pari a $1.44 \cdot 10^{-4}$ se l'area A è espressa in km^2 e il tempo di ritardo t_r in ore.

Il coefficiente di deflusso di piena C_f

Dato il significato del coefficiente di deflusso, l'ipotesi più semplice per la sua stima consiste nell'assumere che esista un valore di C_f per ogni singolo complesso omogeneo e nel considerare il valore globale come la media pesata di tali valori caratteristici.

Con la suddivisione in due complessi omogenei (senza copertura boschiva), si ha:

$$C_f = C_{f1} \frac{A_1}{A} + C_{f2} \frac{A_2}{A}$$

dove:

- C_{f1} = coefficiente di afflusso dell'area permeabile = 0.13;
- C_{f2} = coefficiente di afflusso dell'area impermeabile = 0.60.

Con la suddivisione in tre complessi omogenei (con copertura boschiva), si ha:

$$C_f = C_{f1} \frac{A_1}{A} + C_{f2} \frac{A_2}{A} + C_{f3} \frac{A_3}{A}$$

dove:

- C_{f1} = coefficiente di afflusso dell'area permeabile senza bosco = 0.42;
- C_{f2} = coefficiente di afflusso dell'area impermeabile = 0.56;

- C_B = coefficiente di afflusso dell'area permeabile con bosco = 0.00.

Il tempo di ritardo t_r

Nel caso di bacini eterogenei dal punto di vista idrogeologico, il tempo di ritardo può essere calcolato come media pesata del ritardo medio di ognuno dei complessi, ed in particolare, con la suddivisione in due complessi omogenei (senza copertura boschiva), si ha:

$$t_r = \frac{C_{f1} \cdot A_1}{C_f \cdot A} \frac{1.25}{3.6 \cdot c_1} \sqrt{A_1} + \frac{C_{f2} \cdot A_2}{C_f \cdot A} \frac{1.25}{3.6 \cdot c_2} \sqrt{A_2}$$

dove:

- c_1 = celerità media di propagazione dell'onda di piena nel reticolo idrografico relativa alle aree permeabili = 0.25 m/s;
- c_2 = celerità media di propagazione dell'onda di piena nel reticolo idrografico relativa alle aree impermeabili = 1.70 m/s.

Con la suddivisione in tre complessi omogenei (con copertura boschiva), avendo attribuito valore nullo al coefficiente di deflusso delle aree permeabili con copertura boschiva, si ha:

$$t_r = \frac{C_{f1} \cdot A_1}{C_f \cdot A} \frac{1.25}{3.6 \cdot c_1} \sqrt{A_1} + \frac{C_{f2} \cdot A_2}{C_f \cdot A} \frac{1.25}{3.6 \cdot c_2} \sqrt{A_2}$$

dove:

- c_1 = celerità media di propagazione dell'onda di piena nel reticolo idrografico relativa alle aree permeabili senza bosco = 0.23 m/s;
- c_2 = celerità media di propagazione dell'onda di piena nel reticolo idrografico relativa alle aree impermeabili = 1.87 m/s.

2.3.4. - Il modello razionale.

Nel Rapporto VAPI Campania viene preso in considerazione anche un modello razionale per il calcolo della piena indice secondo la relazione:

$$m(Q) = \frac{C^* m[I_A(t_c)] A}{3.6}$$

2.3.4.1 - I parametri del modello razionale.

Dal confronto tra la relazione precedente e quella del modello geomorfoclimatico, risulta che, nel caso si assuma $t_c = t_r$, vale che $C^*=C_f q$, per cui C^* tiene conto sia dell'infiltrazione del bacino che dell'attenuazione del colmo di piena effettuato dal reticolo idrografico.

Anche in questo caso viene proposta una suddivisione sia in due che in tre complessi omogenei dal punto di vista idrogeologico, considerando, come per il modello geomorfoclimatico, la mancanza o la presenza dell'influenza della copertura boschiva.

*Il coefficiente di piena C^**

Con la suddivisione in due complessi omogenei (senza copertura boschiva), il coefficiente di piena si esprime come:

$$C^* = C_1^* \frac{A_1}{A} + C_2^* \frac{A_2}{A}$$

dove:

- C_1^* = coefficiente di piena dell'area permeabile = 0.09;
- C_2^* = coefficiente di piena dell'area impermeabile = 0.38.

Con la suddivisione in tre complessi omogenei (con copertura boschiva), invece, si ha:

$$C_f = C_1^* \frac{A_1}{A} + C_2^* \frac{A_2}{A} + C_3^* \frac{A_3}{A}$$

dove:

- C_1^* = coefficiente di piena dell'area permeabile senza bosco = 0.29;
- C_2^* = coefficiente di piena dell'area impermeabile = 0.36.
- C_3^* = coefficiente di piena dell'area permeabile con bosco = 0.00.

Il tempo di ritardo t_r

Nel caso di bacini eterogenei dal punto di vista idrogeologico, il tempo di ritardo può essere calcolato come media pesata del ritardo medio di ognuno dei complessi, ed in particolare, con la suddivisione in due complessi omogenei (senza copertura boschiva), si ha:

$$t_r = \frac{C_1^* \cdot A_1}{C^* \cdot A} \frac{1.25}{3.6 \cdot c_1} \sqrt{A_1} + \frac{C_2^* \cdot A_2}{C^* \cdot A} \frac{1.25}{3.6 \cdot c_2} \sqrt{A_2}$$

dove:

- c_1 = celerità media di propagazione dell'onda di piena nel reticolo idrografico relativa alle aree permeabili = 0.25 m/s;
- c_2 = celerità media di propagazione dell'onda di piena nel reticolo idrografico relativa alle aree impermeabili = 1.70 m/s.

Con la suddivisione in tre complessi omogenei (con copertura boschiva), avendo attribuito valore nullo al coefficiente di deflusso delle aree permeabili con copertura boschiva, si ha:

$$t_r = \frac{C_{f1} \cdot A_1}{C_f \cdot A} \frac{1.25}{3.6 \cdot c_1} \sqrt{A_1} + \frac{C_{f2} \cdot A_2}{C_f \cdot A} \frac{1.25}{3.6 \cdot c_2} \sqrt{A_2}$$

dove:

- c_1 = celerità media di propagazione dell'onda di piena nel reticolo idrografico relativa alle aree permeabili senza bosco = 0.23 m/s;
- c_2 = celerità media di propagazione dell'onda di piena nel reticolo idrografico relativa alle aree impermeabili = 1.87 m/s.

3. - RISULTATI

Nelle tabelle riportate in allegato (tabelle allegato 1 ÷ 9) sono descritti i risultati ottenuti applicando la metodologia descritta nel precedente capitolo ai sottobacini di interesse. In particolare:

- è stata definita la legge di probabilità pluviometrica utilizzando i parametri stimati nell'ambito del Rapporto VAPI;
- sono state stimate nuove leggi di probabilità pluviometrica effettuando analisi a scala locale per la ridefinizione della suddivisione del territorio in aree pluviometriche omogenee;
- note le caratteristiche geomorfologiche del bacino, sono stati definiti i parametri del modello geomorfoclimatico e del modello razionale C_f , C_* e t_r ;
- sono state valutate la piena media annua $m(Q)$ e le portate di piena con periodo di ritorno 20, 50, 100, 200, 300, 500 e 1000 anni.

Il calcolo delle portate di piena è stato condotto con tutti i metodi illustrati nei paragrafi precedenti con le leggi di pioggia ritardate mediante analisi di dettaglio nel presente studio.

Tra tutti i risultati ottenuti, pur essendo dello stesso ordine di grandezza, si consiglia in genere l'utilizzo delle portate desunte dal modello geomorfoclimatico con la suddivisione in tre complessi permeabili omogenei (con copertura boschiva).

Si evidenzia che i tempi di ritardo calcolati per bacini con pendenze modeste sembrano essere troppo bassi, con conseguente produzione di portate troppo elevate. Nella metodologia VAPI, infatti, si tiene conto del solo ritardo provocato dal reticolo idrografico e non di quello di versante.

Inoltre, ci possono essere problemi di sovrastima delle portate di piena in bacini di dimensioni molto piccole, nei quali il coefficiente udometrico per la piena centennale supera i $15 \text{ m}^3/(\text{s km}^2)$.

I risultati del modello di valutazione delle portate di piena sono stati, poi, confrontati con i pochi dati di portata disponibili. Il confronto ha dato risultati soddisfacenti, in particolare nella sezione del Tusciano a Olevano (cfr. tabelle allegato 9), anche se, in qualche caso, esiste una sensibile discrepanza fra le portate stimate e quelle storicamente osservate. Questo succede, per esempio, nel caso del Fiume Irno alla foce, per il quale è stata osservata nel 1966 una portata di piena di $550 \text{ m}^3/\text{s}$, molto maggiore della portata

centennale valutata con la procedura di stima utilizzata, i cui risultati sono riportati nelle tabelle dell'allegato 5.

In tutti questi casi, le portate stimate possono certamente essere corrette con verifiche a posteriori sulle sezioni dei canali di interesse.

I risultati delle elaborazioni effettuate sono riportati nelle tabelle e nei grafici proposti in allegato (allegato 1 ÷ 9); si precisano i significati delle dizioni utilizzate:

- *modello geomorfoclimatico 1* = modello geomorfoclimatico con suddivisione dell'area del bacino in due complessi omogenei: permeabile ed impermeabile;
- *modello geomorfoclimatico 2* = modello geomorfoclimatico con suddivisione dell'area del bacino in tre complessi omogenei con l'utilizzo del dato di copertura boschiva;
- *modello razionale 1* = modello razionale con suddivisione dell'area del bacino in due complessi omogenei: permeabile ed impermeabile;
- *modello razionale 2* = modello razionale con suddivisione dell'area del bacino in tre complessi omogenei con l'utilizzo del dato di copertura boschiva.