

## 9 Analisi regionale dei massimi annuali delle precipitazioni di diversa durata

di P.Claps, V.A.Copertino, R.Ermini e M.Fiorentino

### 9.1 Premessa

Nelle applicazioni idrologiche si presenta spesso la necessità di stimare valori di una determinata grandezza, per esempio la precipitazione, in siti privi di stazioni di misura, oppure con dati misurati che si giudicano insufficienti per numero e qualità. A ciò rispondono le procedure regionali, sia quelle classiche che sono reperibili sui trattati di idrologia, sia quelle proposte con i più recenti studi inerenti l'elaborazione statistica di dati spaziali. Questi ultimi tendono a definire modelli matematici finalizzati ad una interpretazione delle modalità con cui variano nello spazio le diverse grandezze idrologiche.

La scelta del tipo di modello, tra i tanti disponibili in idrologia, non è scontata a priori, poichè dipende dalle risorse dedicabili allo studio, dalla qualità delle informazioni disponibili e dalla precisione richiesta nei risultati. Questi tre elementi devono sempre essere tenuti in considerazione: infatti non si può trascurare che, da un lato, un modello di grande dettaglio può essere difficilmente tarabile, dall'altro un modello schematico e semplificato, valido quando c'è carenza di informazioni e sono attesi risultati di limitata qualità, è adeguabile con difficoltà ad un sostanziale miglioramento dei dati di partenza.

Se ne deduce che la struttura del modello e la costruzione del risolutore numerico vengono stabilite con occhio attento alle fasi di taratura, cioè di identificazione dei parametri, che è la fase più onerosa e delicata nella costruzione del modello. Per questo motivo sono preferibili i modelli idrologici con basso numero di parametri, riconducibili, almeno concettualmente, a grandezze di chiaro significato fisico.

L'analisi regionale degli estremi idrologici massimi (massimi annuali delle precipitazioni e massimi annuali delle portate fluviali) può essere condotta suddividendo l'area di studio in zone geografiche che possono considerarsi omogenee nei confronti dei parametri statistici della distribuzione di probabilità che si è deciso di adottare, e che sono via via più ampie man mano che l'ordine dei parametri aumenta. Infatti (Fiorentino *et al.*, 1987a) il valore medio dell'estremo idrologico è sempre influenzato da fattori locali, la sua variabilità è controllata da condizioni climatiche caratteristiche ad una scala spaziale che va dalle centinaia alle poche migliaia di Km<sup>2</sup> mentre le caratteristiche di asimmetria della distribuzione di probabilità dell'estremo possono essere ritenute invarianti, compatibilmente con l'informazione specifica generalmente disponibile, anche ad una scala spaziale maggiore.

La regionalizzazione che ne consegue è di tipo gerarchico, basata su livelli successivi di indagine, in modo tale da ottimizzare l'informazione ricavabile dai dati disponibili e dal numero disponibile di stazioni della rete di misura. Essa non preclude la possibilità di un successivo miglioramento della precisione dei risultati raggiunti, in conseguenza di un miglioramento della qualità dei dati di partenza.

In questo capitolo viene svolta l'analisi regionale delle precipitazioni estreme. Dopo una breve presentazione dei dati disponibili per lo studio, vengono introdotti il modello probabilistico adottato e le varie fasi della procedura di regionalizzazione utilizzata. Modello e procedura saranno ripresi al successivo capitolo 10, relativo all'analisi regionale delle portate al colmo di piena.

## 9.2 Dati utilizzati

L'archivio dei dati pluviometrici è stato aggiornato fino al 1985, considerando i dati delle 100 stazioni (alcune di installazione piuttosto recente), quasi tutte del Compartimento di Bari del S.I.I., che formano la rete di misura delle precipitazioni, rete che può essere giudicata di elevata densità territoriale (TAV. : Ubicazione delle Stazioni Pluviometriche). I dati utilizzati sono riportati in Appendice A e riguardano le osservazioni dal 1916 al 1985 in tutte le stazioni, con almeno un anno di misure, dei massimi annuali della precipitazione giornaliera ed oraria.

Per ridurre l'incertezza della stima derivante dagli errori di misura, è stata necessaria un'attenta analisi preliminare dei dati storici disponibili, del tipo di strumento di misura e della sua installazione. Si è posta particolare attenzione ad eventuali spostamenti del sito della stazione ed a modifiche dello strumento di misura avvenuti nel corso degli anni, al fine di verificare quei dati sulla cui attendibilità si nutrono dubbi. Si è così potuto notare che i dati registrati ai seguenti gruppi di stazioni:

- Masseria Carratella - Castelluccio Valmaggiore;
- Masseria Mercaldi Vecchio - Masseria Macallè - Mass. Mercaldo Nuovo - Masseria Montarozzi;
- Masseria Feudo della Paglia - Fonte Rosa;
- Ortanova - Ortanova (scalo);
- Masseria Padula - Masseria Brela II;
- Masseria Torre Alemanno - Borgo Libertà;- Masseria Montaratro - Masseria Capo Posta;- Masseria Nuova del Duca - Masseria Cicchetto;

formano per ciascun gruppo un'unica serie storica, in quanto trattasi di differenti

nomi assegnati alla stessa stazione, o di stazioni ubicate in siti non significativamente differenti.

Non si sono, invece, utilizzate le informazioni provenienti dalle stazioni:

- Posta Torrebianca (3);
- Scrofolà (1);
- Tresanti (6);
- Bonifica Stornara (4);
- Casello Regina (6);
- Fermata Tortorella (2);
- Trinitapoli (7);

perchè hanno funzionato per brevi periodi o in modo non affidabile (è riportato fra parentesi il numero di anni di funzionamento).

L'analisi delle serie dei massimi annuali delle precipitazioni è stata condotta con riferimento ai valori riportati nelle tabelle riepilogative inglobate nell'Appendice A:

- A.I, Elenco delle stazioni pluviometriche: contenente l'elenco delle stazioni pluviometriche comprensive del numero d'identificazione del S.I.I. (Pubbl. 27).
- A.II, Caratteristiche delle stazioni pluviometriche: riportante, per ogni stazione, il bacino di appartenenza e la quota dello strumento.
- A.III, I Dati Utilizzati: che riporta, per ogni stazione, il tipo di dato utilizzato (massimi annuali delle precipitazioni giornaliere o massimi annuali delle precipitazioni orarie) ai fini degli studi idrologici condotti.
- A.IV, Massimi annuali delle piogge giornaliere. Anni di funzionamento delle stazioni pluviometriche: per ogni stazione vengono segnalati gli anni in cui lo strumento ha funzionato.
- A.V, Serie storiche dei massimi annuali delle piogge giornaliere: vengono fornite per ogni stazione le relative serie storiche.
- A.VI, Elementi statistici caratteristici delle serie dei massimi annuali delle piogge giornaliere: vengono riportati per ogni stazione il numero di osservazioni, la media, il coefficiente di variazione e il coefficiente di asimmetria.
- A.VII, Massimi annuali delle piogge orarie. Anni di funzionamento delle stazioni pluviometriche: è analoga alla A.IV, ma riguarda le precipitazioni orarie.

- A.VIII, Serie storiche dei massimi annuali delle piogge orarie: vengono riportati per ogni stazione i valori massimi annuali delle precipitazioni di durata 1, 3, 6, 12 e 24 ore.

- A.IX, Elementi statistici caratteristici dei massimi annuali delle piogge orarie: analoga alla A.VI, ma riguarda le piogge di diversa durata.

Nell'analisi regionale delle precipitazioni non si è fatto riferimento a tutte le serie disponibili ma solo a quelle più lunghe, valutando per queste le relazioni tra le diverse grandezze via via esaminate (Tab.9.1-9.4).

### 9.3 Modello probabilistico, procedura di regionalizzazione e tecniche di stima dei parametri

Per i massimi annuali delle precipitazioni di diversa durata, è stato adottato un modello di regionalizzazione basato sull'uso della distribuzione di probabilità TCEV (legge di distribuzione di probabilità del Valore Estremo a Doppia Componente), che rappresenta la distribuzione del massimo valore conseguito, in un dato intervallo di tempo, da una variabile casuale distribuita secondo la miscela di due leggi esponenziali, nell'ipotesi che il numero di occorrenze di detta variabile, nello stesso intervallo di tempo, segua la legge di Poisson (Rossi e Versace, 1982; Rossi *et al.*, 1984). Essa ha già mostrato in diverse altre occasioni una buona adattabilità alle serie storiche delle massime altezze di pioggia di una qualsiasi durata (Fiorentino *et al.* 1984; Fiorentino e Gabriele, 1984).

La legge di distribuzione TCEV ha funzione di probabilità cumulata (CDF, Cumulative Distribution Function) espressa dalla:

$$F_X(x) = P[X \leq x] = e^{\left(-\Lambda_1 e^{-x/\Theta_1} - \Lambda_2 e^{-x/\Theta_2}\right)} \quad (9.1)$$

$$\Theta_2 > \Theta_1 > 0; \Lambda_1 > 0; \Lambda_2 > 0; x \geq 0$$

ove  $X$  rappresenta il massimo valore in una prefissata durata  $D$ , di una variabile casuale  $Y$  distribuita secondo la miscela di due esponenziali con CDF :

$$F_Y(y) = [Y \leq y] = p(1 - e^{-y/\Theta_1}) + (1 - p)(1 - e^{-y/\Theta_2}); \quad (9.2)$$

$$Y \geq 0 \quad 0 < p \leq 1,$$

e funzione di densità di probabilità data da:

$$f_Y(y) = \frac{dF_Y(y)}{dy} = \frac{p}{\Theta_1} e^{-y/\Theta_1} + \frac{(1-p)}{\Theta_2} e^{-y/\Theta_2} \quad (9.3)$$

nelle quali  $p$  è la proporzione della prima componente della miscela.

Il numero di occorrenze  $K$  della variabile  $Y$ , nella durata  $D$ , è distribuito secondo la legge di Poisson con funzione massa di probabilità:

$$f_K(k) = P[K = k] = \frac{\Lambda^k e^{-\Lambda}}{k!} \quad k = 0, 1, 2, 3, \dots \quad (9.4)$$

dove:

$$\Lambda = \Lambda_1 + \Lambda_2 = E[k] \quad (9.5)$$

nelle quali  $\Theta_1$  e  $\Lambda_1$ ,  $\Theta_2$  e  $\Lambda_2$  rappresentano rispettivamente i parametri di scala ed il numero medio di occorrenze della  $Y$  nella durata  $D$ , provenienti dalla 1<sup>a</sup> e dalla 2<sup>a</sup> componente (dette anche, rispettivamente, componente ordinaria e componente straordinaria). Con  $E[\ ]$  si è indicato l'operatore media della distribuzione.

La probabilità  $p_2$  che un dato valore della  $X$  provenga dalla componente straordinaria (Beran *et al.*, 1985) è espresso dalla relazione:

$$p_2 = -\frac{\Lambda_*}{\Theta_*} \sum_j \frac{(-1)^j}{j!} \Lambda_*^j \Gamma\left(\frac{j+1}{\Theta_*}\right) \quad (9.6)$$

nella quale  $\Gamma(\ )$  è la funzione speciale gamma (e.g. Gradshteyn e Ryzhik, 1980) e

$$\Theta_* = \frac{\Theta_2}{\Theta_1}, \quad \Lambda_* = \frac{\Lambda_2}{\Lambda_1^{1/\Theta_*}} \quad (9.7)$$

In generale i momenti di ordine  $r$  rispetto all'origine sono espressi nella forma:

$$\mu^r = m_r + \Theta_1^r \sum_{j=1}^{\infty} \frac{(-1)^j \Lambda_*^j}{j!} \sum_{k=1}^r (-1)^k k \binom{r}{k} (\ln \Lambda_1)^{r-k} \Gamma^{k-1}(j - \Theta_*) \quad (9.8)$$

$$m_r = \Theta_1^r \sum_{k=0}^{\infty} (-1)^k k \binom{r}{k} (\ln \Lambda_1)^{r-k} \Gamma^k \quad (9.9)$$

E' pertanto evidente che il coefficiente di variazione teorico dipende da  $\Lambda_1$ ,  $\Lambda_*$ ,  $\Theta_*$ , mentre il coefficiente di asimmetria teorico dipende solo da  $\Lambda_*$  e  $\Theta_*$ .

A partire dall'uso della distribuzione TCEV la procedura di regionalizzazione si sviluppa (Fiorentino et al., 1985) su tre livelli successivi di indagini e si basa sull'osservazione che le serie storiche delle variabili idrologiche estreme hanno le seguenti caratteristiche:

i) il coefficiente di asimmetria campionario

$$G = \sqrt{n} \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})^3}{\left[ \sum_i (x_i - \bar{x})^2 \right]^{3/2}} \quad (9.10)$$

in cui  $n$  ed  $\bar{x}$  sono rispettivamente la dimensione e la media aritmetica del campione di dati, non mostra una tendenza ad assumere valori differenti da una zona all'altra, all'interno di regioni molto ampie, pur variando sensibilmente da sito a sito;

ii) il coefficiente di variazione campionario, rapporto tra lo scarto quadratico medio e la media, mostrano una configurazione spaziale a gruppi, oscillando con piccoli scarti intorno a valori medi differenti da un gruppo all'altro;

iii) il parametro di posizione (media, moda o mediana) è molto variabile da sito a sito in relazione a fattori locali.

L'identificazione dei parametri della distribuzione TCEV consente di costruire un modello regionale con struttura gerarchica, grazie alla quale è possibile individuare regioni in cui risulta costante il coefficiente di asimmetria (quindi risultano costanti i due parametri  $\Theta_1, \Lambda_1$ , ad esso legati) e sottoregioni di queste, più limitate, in cui sia costante anche il coefficiente di variazione (e quindi il parametro  $\Lambda_2$  che da esso dipende).

Quando si dispone di un campione  $\{x_1, x_2, \dots, x_n\}$  della variabile  $X$  (massimo annuale delle  $Y$ ) osservato in  $n$  anni, la stima dei parametri della distribuzione TCEV può essere effettuata utilizzando la serie dei massimi annuali applicando il metodo della massima verosimiglianza (ML, *Maximum Likelihood*).

Il logaritmo della funzione di verosimiglianza (LML) risulta espresso dalla relazione:

$$LML = \sum_{i=1}^n \ln f_x(x_i) = \sum_{i=1}^n \ln \left[ \left( \frac{\Lambda_1}{\Theta_1} e^{-x_i/\Theta_1} + \frac{\Lambda_2}{\Theta_2} e^{-x_i/\Theta_2} \right) e^{\left( -\Lambda_1 e^{-x_i/\Theta_1} - \Lambda_2 e^{-x_i/\Theta_2} \right)} \right] \quad (9.11)$$

dalla quale vengono ricavate le derivate parziali  $\delta LML / \delta \Lambda_j$  e  $\delta LML / \delta \Theta_j$  ( $j=1,2$ ) che, uguagliate a zero per esprimere la condizione di massimo, permettono di stimare

i parametri  $\Theta_1, \Theta_2, \Lambda_1$  e  $\Lambda_2$ . La soluzione di tale sistema di equazioni viene raggiunta operando secondo uno schema iterativo, convergente per successive sostituzioni (Fiorentino e Gabriele, 1985).

L'applicazione pratica della procedura esposta prevede la scomposizione del problema in tre livelli successivi di regionalizzazione. Con il primo livello si avanza l'ipotesi che il coefficiente di asimmetria teorico (funzione di  $\Theta_*$  e  $\Lambda_*$ ) sia costante in una regione molto ampia. Considerando la variabile standardizzata  $Y'$  definita come:

$$Y' = \frac{X}{\Theta_1} - \ln \Lambda_1 = \frac{X - e_1}{\Theta_1} \tag{9.12}$$

con  $e_1 = \Theta_1 \ln \Lambda_1$ , vengono stimati regionalmente i parametri  $\Theta_*$  e  $\Lambda_*$  con il metodo della massima verosimiglianza assumendo nella (9.11)  $y'_i = x_i$ ,  $n$  pari al numero totale di dati disponibili nella zona omogenea,  $\Theta_1$  e  $\Lambda_1$  pari ad 1 ed infine  $\Theta_2$  e  $\Lambda_2$  pari rispettivamente a  $\Theta_*$  e  $\Lambda_*$ . I valori di  $\Theta_1$  e  $\Lambda_1$  vengono poi ottenuti, per ciascuna serie, ancora con il metodo ML, vincolando la soluzione ai parametri  $\Theta_*$  e  $\Lambda_*$  precedentemente determinati. Per quest'ultima stima il logaritmo della funzione di verosimiglianza viene ad essere espresso dalla :

$$LV = \sum_{i=1}^n \ln \left\{ \left[ \frac{\Lambda_1}{\Theta_1} e^{-x_i/\Theta_1} + \frac{\hat{\Lambda}_* \hat{\Lambda}_1^{1/\hat{\Theta}_*}}{\hat{\Theta}_* \Theta_1} e^{-x_i/(\hat{\Theta}_* \Theta_1)} \right] e^{\left( -\Lambda_1 e^{-x_i/\Theta_1} - \hat{\Lambda}_* \Lambda_1^{1/\hat{\Theta}_*} e^{-x_i/(\hat{\Theta}_* \Theta_1)} \right)} \right\} \tag{9.13}$$

e le stime  $\hat{\Theta}_1$  e  $\hat{\Lambda}_1$  di  $\Theta_1$  e  $\Lambda_1$  vengono fornite dalle espressioni:

$$\hat{\Lambda}_1 = \frac{\hat{\Lambda}_1}{\hat{\Theta}_1} \left[ \sum_{i=1}^n \frac{e^{-x_i/\hat{\Theta}_1}}{\psi(x_i)} + \frac{\hat{\Lambda}_2}{\hat{\Theta}_* \hat{\Lambda}_1} \sum_{i=1}^n \frac{e^{-x_i/\hat{\Theta}_2}}{\psi(x_i)} \right] \left[ \sum_{i=1}^n e^{-x_i/\hat{\Theta}_1} + \frac{\hat{\Lambda}_2}{\hat{\Theta}_* \hat{\Lambda}_1} \sum_{i=1}^n \frac{e^{-x_i/\hat{\Theta}_2}}{\psi(x_i)} \right]^{-1}$$

$$\hat{\Theta}_1 = \left[ \sum_{i=1}^n \frac{e^{-x_i/\hat{\Theta}_1}}{\psi(x_i)} + \frac{\hat{\Lambda}_2}{\hat{\Theta}_* \hat{\Lambda}_1} \sum_{i=1}^n \frac{e^{-x_i/\hat{\Theta}_2}}{\psi(x_i)} \right] \left[ \sum_{i=1}^n \frac{e^{-x_i/\hat{\Theta}_1}}{\psi(x_i)} + \right.$$

$$\left. + \frac{\hat{\Lambda}_2}{\hat{\Theta}_* \hat{\Lambda}_1} \sum_{i=1}^n \frac{e^{-x_i/\hat{\Theta}_2}}{\psi(x_i)} \sum_{i=1}^n x_i e^{-x_i/\hat{\Theta}_1} + \frac{\hat{\Lambda}_2}{\hat{\Theta}_* \hat{\Lambda}_1} \sum_{i=1}^n x_i e^{-x_i/\hat{\Theta}_1} \right]^{-1} \tag{9.14}$$

con:

$$\psi(x_i) = \frac{\Lambda_1}{\Theta_1} e^{-x_i/\Theta_1} + \frac{\Lambda_2}{\Theta_2} e^{-x_i/\Theta_2}$$

In alternativa al metodo sopra descritto può essere utilizzato, per la stima regionale dei parametri della distribuzione TCEV, il principio della massima entropia che assicura risultati paragonabili a quelli ottenibili tramite il metodo ML (Fiorentino *et al.*, 1987b).

Al secondo livello di regionalizzazione si avanza l'ipotesi che il coefficiente di variazione teorico (funzione di  $\Theta$ ,  $\Lambda$  e  $\Lambda_1$ ) sia costante in zone più limitate, contenute entro quelle precedentemente individuate, mirando quindi alla determinazione del valore  $\Lambda_1$  rappresentativo di una sottozona. Per giungere a tale risultato è necessario fare uso di tutte le stime  $\hat{\Lambda}_1$  di  $\Lambda_1$  effettuate nella zona. Una metodologia (Fiorentino e Gabriele, 1985) è quella di far riferimento allo stimatore CV1, legato a  $\hat{\Lambda}_1$ , espresso dalla relazione:

$$CV1 = \frac{0.557}{\text{Log} \hat{\Lambda}_1 + 0.251} \quad (9.15)$$

che, nelle ipotesi semplificative che hanno condotto all'equazione (9.11), rappresenta uno stimatore del coefficiente di variazione teorico delle X provenienti dalla componente base. E' possibile dimostrare che CV1 è uno stimatore molto meno distorto di  $\hat{\Lambda}_1$ . Pertanto il valore  $\hat{\Lambda}_1$  da assegnare a  $\Lambda_1$ , per caratterizzare la sottozona è quello che può essere ottenuto invertendo l'equazione (9.15) e ponendo  $\overline{CV1}$  pari al valore medio di tutte le stime CV1 ottenute dalle serie ricadenti nella sottozona. La stima regionale di  $\Lambda_1$  viene ottenuta con la relazione:

$$\overline{\Lambda}_1 = 10^{\frac{0.557}{\overline{CV1}} - 0.251} \quad (9.15')$$

Una procedura alternativa per la stima di  $\overline{\Lambda}_1$ , è stata proposta da Copertino e Fiorentino (1989). Essa è basata sulla ricerca del valore del coefficiente di variazione  $C_v$ , che in base alle (9.8) e (9.9) dipende unicamente da  $\Theta$ ,  $\Lambda$  e  $\Lambda_1$ , che meglio riproduce media e varianza dei coefficienti di variazione campionari osservati. La stima del valore regionale  $\overline{\Lambda}_1$  viene ottenuta assegnando valori di tentativo a  $\Lambda_1$ , generando con tecniche Montecarlo 10000 serie distribuite secondo il modello TCEV, caratterizzate da valori di  $\Theta$  e  $\Lambda$  pari alle loro stime regionali ed aventi numerosità pari a quelle delle serie storiche, e confrontando quindi media e varianza dei coefficienti di variazione delle serie generate con media e varianza dei coefficienti di variazione osservati. Il valore di  $\Lambda_1$  che fornisce il miglior confronto viene assunto come stima regionale  $\overline{\Lambda}_1$ .

Il terzo livello è poi finalizzato alla ricerca di eventuali relazioni esistenti, all'interno di più piccole aree, tra il parametro di posizione della distribuzione di probabilità della  $X$  e le caratteristiche morfologiche. In particolare si nota che, all'interno di dette aree, i valori medi dei massimi annuali delle precipitazioni di diversa durata sono o costanti o strettamente correlati alla quota del sito di rilevamento. In generale si è riscontrato che il legame quota-precipitazione, evidente per i massimi delle piogge giornaliere, tende a scomparire per le piogge di durata inferiore.

## 9.4 Massimi annuali delle piogge giornaliere.

La preventiva suddivisione dell'area di studio in zone e sottozone omogenee si è effettuata in base all'analisi delle massime precipitazioni giornaliere, per le quali si dispone del maggior numero di serie uniformemente distribuite nella regione. L'estensione della validità di tale suddivisione anche all'interpretazione delle piogge di durata inferiore a quella giornaliera, è stata poi condotta e verificata sulla scorta delle informazioni fornite dai dati delle precipitazioni di durata inferiore al giorno, registrate alle stazioni pluviografiche, che sono di norma in numero più limitato.

### 9.4.1 1° Livello di regionalizzazione

La procedura di regionalizzazione comporta che al primo livello si ricerchino zone pluviometriche omogenee, entro le quali possano ritenersi costanti i valori dei parametri  $\Lambda_*$  e  $\Theta_*$ . Poichè questi non possono essere stimati da un numero ristretto di serie di dati, si parte dall'ipotesi di una regione omogenea molto ampia, stimandone i parametri e verificandone l'ipotesi. Si considerano inoltre solo le serie più numerose, in quanto la stima di  $\Lambda_*$  e  $\Theta_*$  è condizionata dalla presenza di dati di piogge straordinarie che hanno probabilità molto bassa di verificarsi in un periodo molto breve.

Per l'area qui indagata, prendendo in considerazione tutte le serie con dimensione  $n \geq 50$  anni, è stata avanzata l'ipotesi che l'intera regione possa essere assimilata ad un'unica zona omogenea. Stimando, attraverso la procedura ML, i valori dei parametri  $\Lambda_*$  e  $\Theta_*$ , si è pervenuti ai seguenti valori regionali:

$$\Lambda_* = 0.7721$$

$$\Theta_* = 2.3515$$

Il coefficiente di asimmetria teorico della distribuzione di probabilità dei massimi annuali delle piogge giornaliere può essere valutato a mezzo delle (9.8) e (9.4) e risulta  $C_s = 1.8398$ . La probabilità che un massimo annuale delle piogge giornaliere

provenza dalla componente straordinaria, valutata mediante la (9.6), è pari a  $p_2=0.472$

Nella Tab. 9.1 si riportano i valori di  $\Theta_1$ ,  $\Lambda_1$  e CV1 ottenuti, per le diverse serie, vincolando le distribuzioni ai valori  $\Lambda_*$  e  $\Theta_*$  appena riportati.

La verifica dell'ipotesi formulata è stata effettuata confrontando le funzioni di probabilità cumulata (CDF) relative ai valori teorici del coefficiente di asimmetria

stazione	N.oss	$\Theta_1$	$\Lambda_1$	CV1
ALBERONA	29	16.4020	7.8202	0.1695
ANDRETTA	45	6.7552	191.0432	0.1204
ANDRIA	62	10.9847	29.4634	0.1450
ASCOLI SATRIANO	51	9.6082	41.5500	0.1398
ATELLA	50	9.1979	29.4413	0.1450
BARLETTA	60	10.0884	22.5055	0.1494
BICCARI	48	8.6008	128.2306	0.1249
BISACCIA	43	8.0635	79.1913	0.1309
BOSCO UMBRA	49	17.1029	27.6564	0.1460
BOVINO	57	10.7597	38.2036	0.1410
CAGNANO VARANO	51	11.5326	27.4710	0.1461
CALITRI	40	7.2971	80.9734	0.1306
CANOSA DI PUG.	51	9.4712	25.6885	0.1472
CASTEL DEL M.	29	8.1642	89.6003	0.1293
CASTEL LAGOPE.S.	46	8.4686	49.4056	0.1373
CASTELLUCCIO S.	44	7.7398	40.9596	0.1400
CERIGNOLA	61	7.8886	51.9328	0.1366
CORATO	26	7.3390	116.2351	0.1261
DIGA RENDINA	26	8.4415	27.0608	0.1464
FAETO (S. VITO)	33	10.0004	38.7349	0.1408
FOGGIA (I.A.C.)	30	8.5282	20.6223	0.1509
FOGGIA (OSS.)	64	7.9734	36.9938	0.1415
FONTE ROSA	22	8.3381	19.4200	0.1519
FORENZA	33	7.1524	107.8617	0.1270
LACEDONIA	30	10.2632	42.0780	0.1396
LAVELLO	52	8.1131	55.7391	0.1356
LESINA	53	8.4374	71.4771	0.1322
LIONI	50	8.9203	112.2322	0.1265
LUCERA	59	8.2865	55.6904	0.1356
MANFREDONIA(BS)	55	7.8888	31.5554	0.1439
MASS. N. DUCA	21	9.9944	27.4012	0.1462
MASS. PADULA	41	8.6955	35.0200	0.1423
MASS. S. CHIARA	23	7.4254	51.3133	0.1367
MASS. S. FRANCESC	42	10.4071	17.5069	0.1537

Tab.9.1. Primo livello di regionalizzazione dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere, valori di  $\Theta_1, \Lambda_1, CV1$ .

stazione	N.oss	$\Theta_1$	$\Lambda_1$	CV1
MASS.T.ALEMANNO	25	8.8093	50.8142	0.1369
MELFI	55	12.1026	26.8971	0.1465
MINERVINO	51	10.5744	34.7996	0.1424
MONTE S.ANGELO	54	15.4635	17.8574	0.1534
MONTELEONE DI P	57	8.4381	78.7248	0.1310
MONTEMILONE	45	9.0755	24.4694	0.1480
MONTECCHIO B.	40	12.1115	29.6566	0.1449
NUSCO	48	12.2750	56.7686	0.1353
ORSARA DI PUG.	56	12.5813	36.6258	0.1416
ORTANOVA	24	10.5089	18.4866	0.1528
ORTANOVA(Scalo)	21	8.8664	18.0635	0.1532
PESCOPAGANO	46	9.6947	92.9888	0.1288
PIETRAMONTECOR.	44	10.3318	56.3274	0.1354
POGGIO IMPERIA.	24	8.8888	43.5565	0.1391
RIPACANDIDA	47	10.0799	23.5791	0.1486
ROCCHETTA S. A.	39	8.4425	36.8643	0.1415
ROCCHETTA (Scalo)	43	7.9543	35.7982	0.1420
SANNIC.GARGAN.	46	9.7574	67.3698	0.1330
SAVIGNANO	44	6.0598	160.4286	0.1224
SPINAZZOLA	53	7.7460	83.3976	0.1302
S. MARCO IN L.	64	13.3564	30.1706	0.1446
S. SEVERO	52	7.9255	34.5294	0.1425
S.AGATA DI P.	41	6.9966	56.8990	0.1353
S.ANGELO DEI L.	49	8.3551	136.3289	0.1242
S.FELE	41	6.6130	412.7389	0.1126
S.GIOVANNI ROT.	47	9.1774	95.7289	0.1285
TEORA	60	10.7529	66.9783	0.1331
TORREMAGGIORE	53	7.9844	41.0053	0.1400
TROIA	48	8.7722	72.9736	0.1319
VENOSA	43	8.9030	65.6682	0.1333
VICO GARGANICO	55	13.5049	22.2074	0.1496
VIESTE	61	11.9001	14.9853	0.1566

Tab.9.1. Primo livello di regionalizzazione dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere, valori di  $\Theta_1, \Lambda_1, CV1$ .

G e a quelli osservati nelle serie disponibili con  $n \geq 50$  dati. Le CDF sono state generate mediante tecniche tipo Montecarlo, facendo in modo di riprodurre 10000 campioni con dimensioni uguali a quelle delle serie osservate. I parametri caratteristici significativi (media e varianza) delle distribuzioni di G sono riportate nel seguente prospetto:

G	Valori osservati	Valori generati
Media	1.66	1.52
Varianza	0.516	0.497

Poichè dal confronto risulta un'esigua differenza tra i valori osservati e quelli generati, si può ritenere valida l'ipotesi che la Puglia settentrionale costituisca un'unica zona pluviometricamente omogenea, con i valori costanti di  $\Theta_*$  e  $\Lambda_*$  forniti in precedenza.

#### 9.4.2 2° Livello di regionalizzazione

Le sottozone omogenee, caratterizzate oltre che dalla costanza di  $\Theta_*$  e  $\Lambda_*$  anche dalla costanza di  $\Lambda_1$ , sono individuate nel secondo livello di regionalizzazione.

Si è innanzitutto prospettata l'ipotesi che anche al secondo livello l'intera regione indagata costituisca un'unica zona omogenea, caratterizzata da un unico coefficiente di variazione campionario.

Utilizzando le serie con  $n > 20$  dati, è stato quindi stimato il valore regionale del parametro  $\Lambda_1$ , con la metodologia proposta da Copertino e Fiorentino (1989) descritta al paragrafo (9.3). Si è così ottenuto:

$$\overline{\Lambda_1} = 44.629$$

Nella tabella 9.2 si riportano le stime di  $\Theta_1$  ottenute, per le diverse serie, con il metodo ML, vincolando le stime stesse ai valori regionali  $\Lambda_*$ ,  $\Theta_*$  e  $\Lambda_1$  precedentemente determinati.

stazione	N.oss	$\Theta_1$
ALBERONA	29	9.705
ANDRETTA	45	8.999
ANDRIA	62	9.9089
AQUILONIA	10	8.4118
ASCOLI SATTRIANO	51	9.4506
ATELLA	50	8.3064
BARLETTA	60	8.4698
BICCARI	48	10.7041
BISACCIA	43	9.1326
BORGO LIBERTA'	15	8.7775
BOSCO UMBRA	49	15.1708
BOVINO	57	10.3691
CAGNANO VARANO	51	10.2286
CALITRI	40	8.2989
CANOSA DI PUG.	51	8.2536

Tab.9.2: Secondo livello di regionalizzazione dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere, valori di  $\Theta_1$  ( $n > 9$ ).

stazione	N.oss	$\Theta_1$
CASTEL DEL M.	29	9.4799
CASTEL LAGOPES.	46	8.6689
CASTELLUCCIO S.	44	7.5866
CERIGNOLA	61	8.1664
CORATO	26	8.9686
DIGA RENDINA	26	7.4572
FAETO (S. VITO)	33	9.675
FOGGIA (I.A.C.)	30	6.9644
FOGGIA (OSS.)	64	7.6244
FONTE ROSA	22	6.674
FORENZA	33	8.6205
LACEDONIA	30	10.1208
LAVELLO	52	8.5316
LESINA	53	9.3551
LIONI	50	10.8213
LOCONIA	11	7.7014
LUCERA	59	8.7066
MANFREDONIA(BS)	55	7.2574
MASS. CICCHETTO	12	9.1823
MASS. MACALLE'	15	7.4473
MASS. N. DUCA	21	8.8433
MASS. PADULA	41	8.2035
MASS. PIDOCCH.	14	9.1644
MASS. S.CHIARA	23	7.6652
MASS. S.M.VULG.	13	7.7357
MASS.FEUDO PAGL	15	8.6022
MASS.CAPO POSTA	3	61.9
MASS. S.CHIARA	23	44.5
MASS. S.M.VULG.	13	42.6
MASS.CARRATELLA	9	53.4
MASS.FEUDO PAGL	15	46.0
MASS.GIUMENTER.	12	51.5
MASS.MERCALDI V	7	47.8
MASS.MERCALDO N	9	38.3
MASS.MONTARATRO	16	41.0
MASS.MORTELLITO	17	50.0
MASS.PAL.D'ASC.	12	47.7
MASS.POSTA CARR	16	53.0
MASS.S.FRANCESC	42	50.2
MASS.T.ALEMANNO	25	52.1
MELFI	55	62.0
MINERVINO	51	57.5
MONTE S.ANGELO	54	73.5
MONTELEONE DI P	57	53.2
MONTEMILONE	45	45.0
MONTICCHIO B.	40	64.3
NUSCO	48	70.0
ORSARA DI PUG.	56	69.7

Tab.9.2: Secondo livello di regionalizzazione delle precipitazioni giornaliere, valori di  $\Theta_1$  ( $n>9$ ).

stazione	N.oss	$\Theta_1$
ORTANOVA	24	50.1
ORTANOVA(Scalo)	21	42.2
ORTO DI ZOLFO	14	77.9
PESCOPAGANO	46	60.7
PIETRAMONTECOR.	44	61.2
PIETRAMONT.EAAP	16	49.9
POGGIO IMPERIA.	24	49.8
POSTA TORREBIAN	2	78.5
RIGNANO G.	14	52.0
RIPACANDIDA	47	51.1
ROCCHETTA S. A.	39	46.4
ROCCHETTA (Scalo)	43	43.4
SANNIC.GARGAN.	46	60.3
SAVIGNANO	44	42.4
SPINAZZOLA	53	49.8
STORNARA	16	47.9
S. MARCO IN L.	64	72.1
S. SEVERO	52	42.5
S.AGATA DI P.	41	41.3
S.ANDREA DI CONZA	15	67.1
S.ANGELO DEI L.	49	10.4686
S.FELE	41	9.9343
S.GIOVANNI ROT.	47	10.8
TEORA	60	11.7435
TERTIVERI	17	8.306
TORREMAGGIORE	53	7.8267
TROIA	48	9.7605
VENOSA	43	9.7001
VICO GARGANICO	55	11.3054
VIESTE	61	8.856

Tab.9.2: Secondo livello di regionalizzazione dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere, valori di  $\Theta_1$  ( $n>9$ ).

Analogamente alla procedura operata al 1° livello di regionalizzazione, la successiva verifica dell'ipotesi di un'unica zona omogenea è stata effettuata attraverso il confronto delle CDF dei valori teorici del coefficiente di variazione  $C_v$  e di quelli invece osservati in serie con  $n>20$  dati, generate dalle serie originarie attraverso tecniche di tipo Montecarlo. In particolare è risultato:

$C_v$	Valori osservati	Valori generati
Media	1.31	1.27
Varianza	0.554	0.536

Il confronto tra i valori osservati e teorici sia della media che della varianza di  $C_v$ , riportati nel precedente prospetto, permette quindi di confermare la validità dell'ipotesi che l'intera regione esaminata sia omogenea e pertanto caratterizzata da un unico valore di  $\Lambda_1$ .

### 9.4.3 Fattori di crescita regionalizzati

La valutazione del valore  $x_T$  della variabile  $X$  (massimo annuale della precipitazione giornaliera), di assegnato periodo di ritorno  $T$ , può essere ricondotto alla valutazione del fattore di crescita  $K_T = x_T / \bar{x}$ , essendo  $\bar{x}$  il valore stimato della media  $E[x]$ .  $K_T$  può essere espresso attraverso la probabilità cumulata,  $F=1-1/T$ , della variabile  $x'=x/E[x]$ . Infatti la variabile adimensionale  $X'$ , avente media pari a 1, è ancora distribuita secondo il modello TCEV, con CDF espressa da:

$$F_{X'}(x') = e^{\left(-\Lambda_1 e^{-x'/\Theta_1} - \Lambda_2 e^{-x'/\Theta_2}\right)}$$

dove  $\Theta_2 = \Theta_* \Theta_1$ ,  $\Lambda_2 = \Lambda_* \Lambda_1^{1/\Theta_*}$ ,  $\Lambda_1 = \bar{\Lambda}_1$  e  $\Theta_1$  ricavabile per tentativi mediante le (9.8) e le (9.9), fino ad ottenere  $E[x']=1$ .

Per semplificare la valutazione del fattore di crescita vengono riportati, nella tabella che segue, i  $K_T$  relativi ai valori del periodo di ritorno più comunemente adottati nella pratica progettuale.

T	5	10	20	30	40	50	100	500	1000
$K_T$	1.3	1.5	1.8	2.0	2.1	2.2	2.5	3.1	3.4

Nella Fig 9.1 viene invece rappresentato l'andamento della "curva di crescita".

### 9.4.4 3° Livello di regionalizzazione

Seguendo la procedura proposta, le aree omogenee individuate con il secondo livello di regionalizzazione si parzializzano al terzo livello, nel quale si analizza la variabilità spaziale del parametro di posizione (media, moda o mediana) delle serie storiche in relazione a fattori locali. A tal fine si ricercano eventuali legami esistenti tra i valori medi  $x_g$  dei massimi annuali delle piogge giornaliere e parametri geografici significativi (ad esempio la quota sul livello del mare) delle diverse località, consentendo in definitiva di proporre la stima dei valori medi dei massimi annuali di precipitazione anche in siti sprovvisti di stazioni di misura o con serie

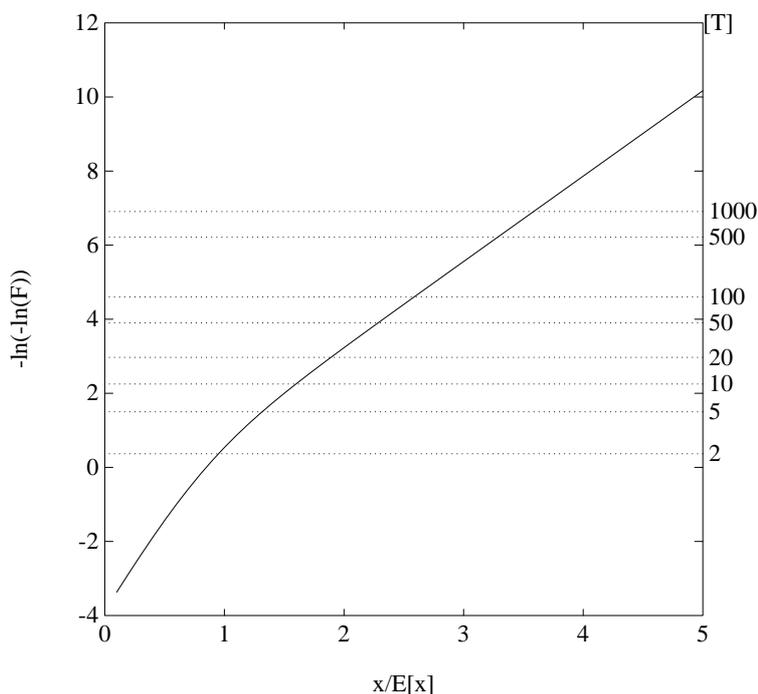


Fig.9.1: Fattore di crescita  $K_T$  in funzione del periodo di ritorno T

storiche di lunghezza ridotta.

Conducendo l'analisi su 85 serie caratterizzate da almeno 10 anni di osservazione (Tab.9.3), le aree omogenee al terzo livello sono state individuate, per tentativi, con la procedura seguente:

i) proponendo che in ciascuna area  $x_g$  sia costante, oppure variabile linearmente in funzione della quota h sul livello medio mare della stazione di osservazione, con relazione:

$$\ln(x_{og}) = C \cdot h + D \tag{9.16}$$

i cui parametri C e D sono determinabili attraverso regressione lineare;

ii) valutando, tra le diverse ipotesi di parzializzazione areale esaminate, quelle che presentano i più alti valori del coefficiente di correlazione  $\rho$ .

Applicando la procedura illustrata, è stato osservato che la Puglia non si

Stazioni	N.oss.	Media
ALBERONA	29	61.3
ANDRETTA	45	48.2
ANDRIA	62	57.9
AQUILONIA	10	50.0
ASCOLI SATRIANO	51	54.6
ATELLA	50	48.2
BARLETTA	60	51.6
BICCARI	48	58.8
BISACCIA	43	50.4
BONIFICA STORN.	3	51.7
BORGO LIBERTA'	15	47.7
BOSCO UMBRA	49	88.7
BOVINO	57	58.4
CAGNANO VARANO	51	60.9
CALITRI	40	46.4
CANOSA DI PUG.	51	48.5
CASTEL DEL M.	29	52.7
CASTEL LAGOPES.	46	49.7
CASTELLUCCIO S.	44	43.3
CASTEL VALMAGG.	4	72.9
CERIGNOLA	61	46.6
CORATO	26	47.8
DIGA RENDINA	26	43.9
FAETO (S. VITO)	33	56.6
FERMATA TORTOR.	2	33.4
FOGGIA (I.A.C.)	30	41.1
FOGGIA (OSS.)	64	44.0
FONTE ROSA	22	39.6
FORENZA	33	48.0
LACEDONIA	30	58.1
LAVELLO	52	49.0
LESINA	53	52.2
LIONI	50	58.3
LOCONIA	11	48.1
LUCERA	59	48.5
MANFREDONIA(BS)	55	42.1
MASS. BRELA II	3	56.7
MASS. CICCHETTO	12	51.1
MASS. MACALLE'	15	41.5
MASS. N. DUCA	21	51.6
MASS. PADULA	41	46.2
MASS. PIDOCCH.	14	51.7

Tab.9.3: Terzo livello di regionalizzazione dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere: valori medi.

Stazioni	N.oss.	Media
S.ANGELO DEI L.	49	55.9
S.FELE	41	51.9
S.GIOVANNI ROT.	47	60.6
S.GIOV.ROT.(Sc)	8	41.1
TEORA	60	67.0
TERTIVERI	17	45.1
TORREMAGGIORE	53	44.9
TRESANTI	5	38.8
TRINITAPOLI	5	41.0
TROIA	48	54.8
VENOSA	43	53.1
VICO GARGANICO	55	66.7
VIESTE	61	55.7
VOLTURINO	4	49.0
ZAPPONETA	8	55.6

**Tab.9.3:** Terzo livello di regionalizzazione dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere: valori medi.

comporta, anche dal punto di vista del legame tra altezza di precipitazione e quota, come un'unica zona omogenea. Sono state individuate invece quattro zone pluviometriche omogenee, (vedi Fig. 9.1 e Tav. : Delimitazione delle zone pluviometriche omogenee), i cui elementi caratteristici vengono riassunti nel prospetto che segue.

Zone omogenee	N.stazioni	C	D	$\rho$
1 Gargano	11	0.000503	3.9594	0.8847
2 Tavoliere	17		3.7690	
3 Murge	21	0.000531	3.8114	0.9406
4 Subappennino	36		3.9190	

All'interno delle zone 1 (Gargano) e 3 (Murge) si è riscontrata una buona dipendenza dei valori medi delle massime precipitazioni giornaliere dalle quote (rispettivamente  $\rho=0.88$  e  $\rho=0.94$ ), non riscontrata invece nelle restanti due zone 2 (Tavoliere) e 4 (Subappennino), nelle quali non si apprezzano sensibili variazioni tra i diversi siti di osservazione, pur variando notevolmente la quota (Fig.9.2 a,b,c,d)

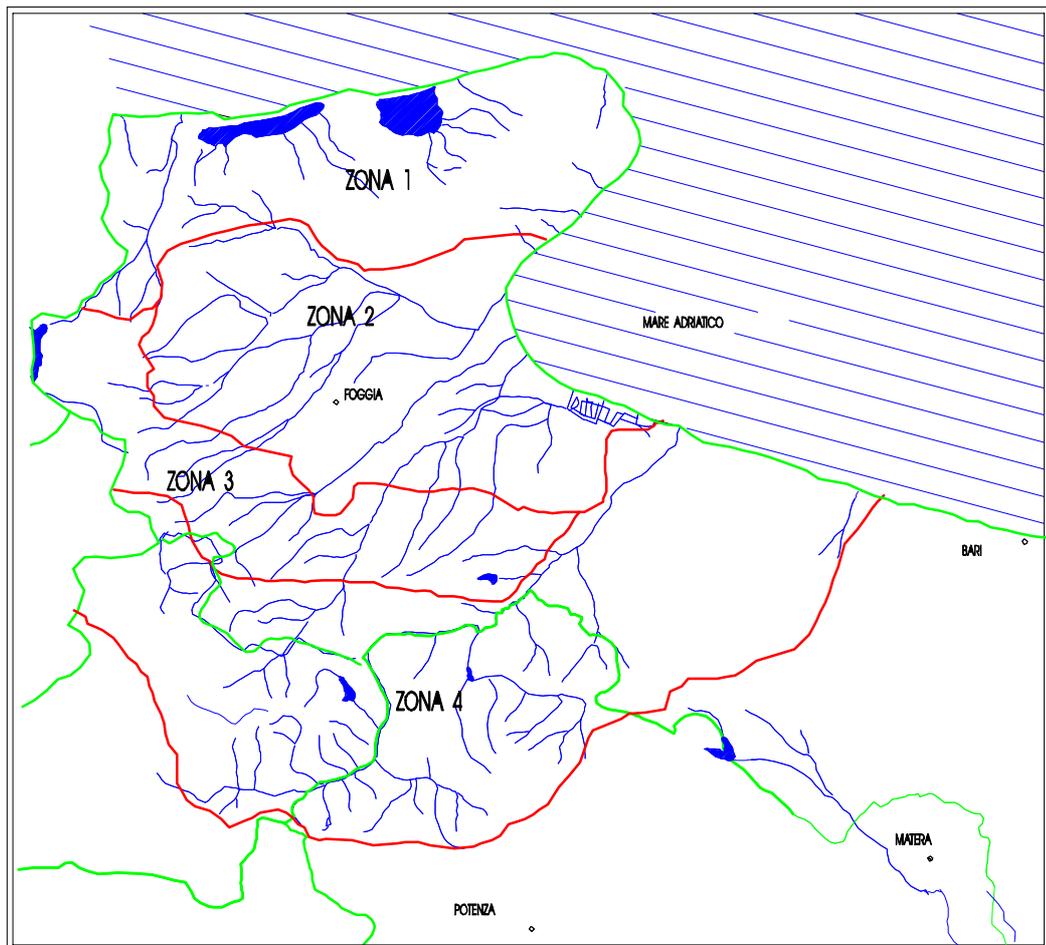


Fig.9.1: Zone omogenee rispetto al valore medio  $x_g$  dei massimi annuali delle piogge giornaliere.

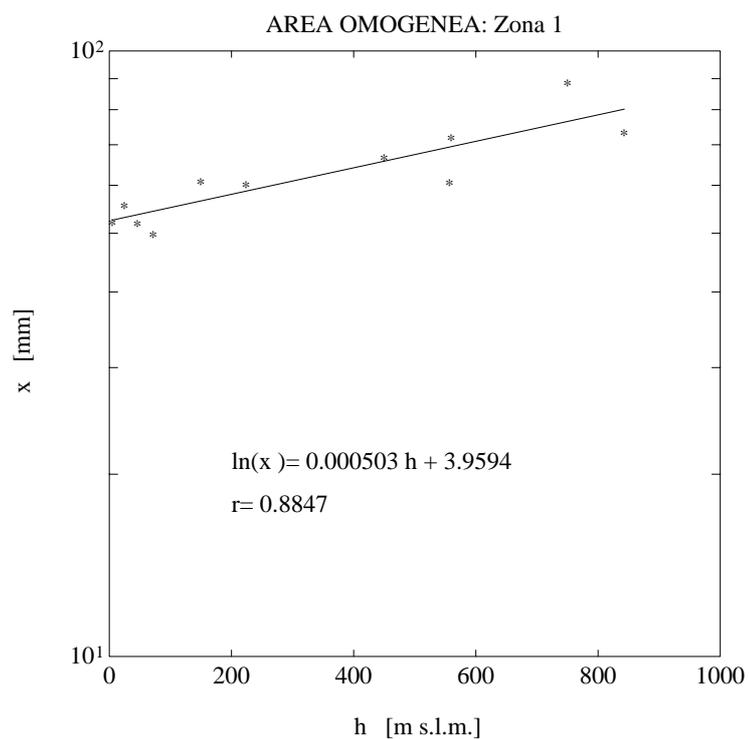


Fig.9.2 a Zona1, variazione di  $x=x_g$  con la quota  $h$

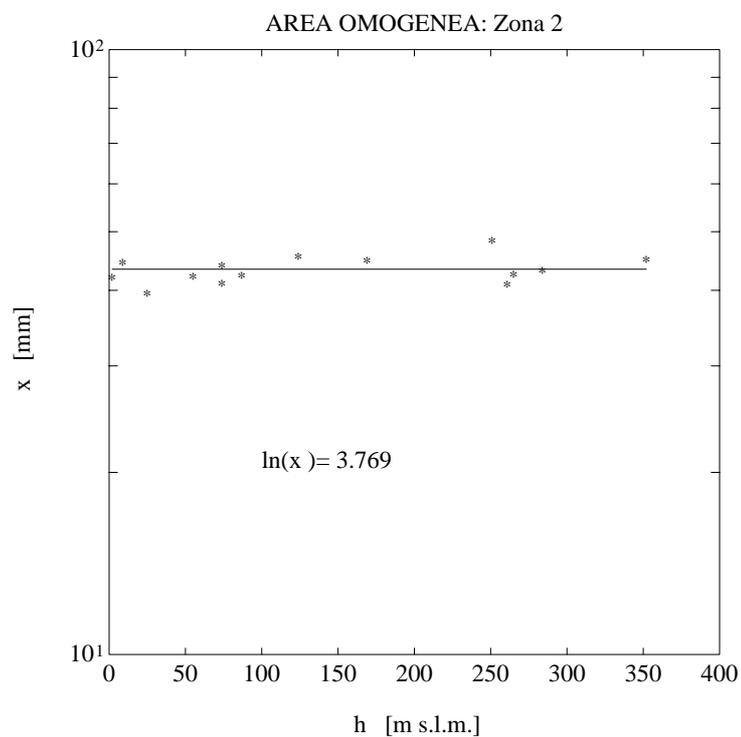


Fig.9.2 b Zona2, variazione di  $x=x_g$  con la quota  $h$

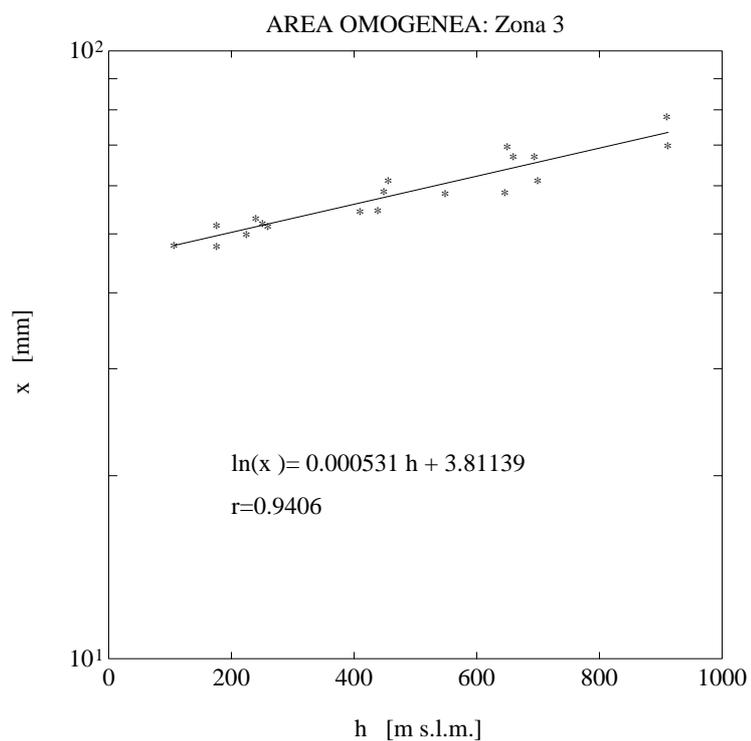


Fig.9.2 c Zona3, variazione di  $x=x_g$  con la quota  $h$

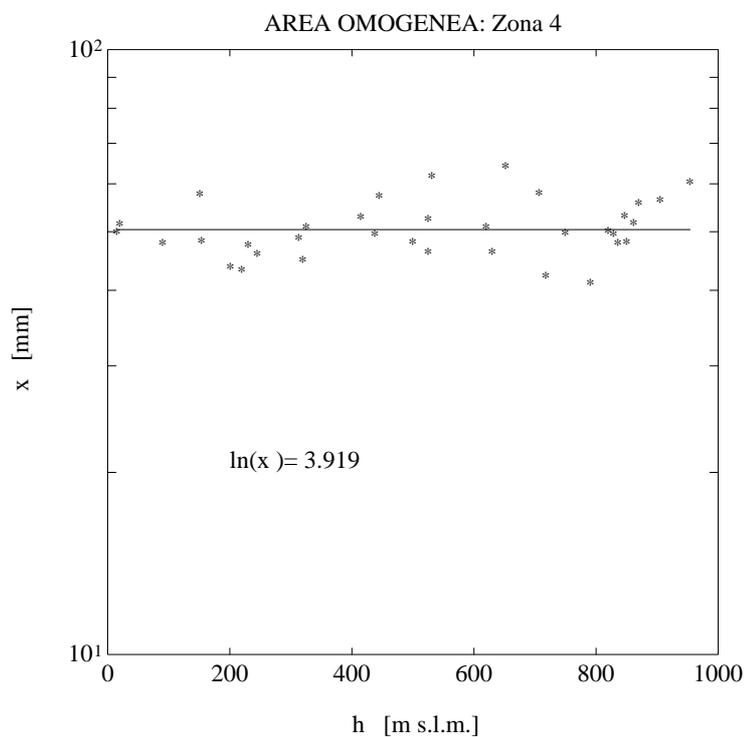


Fig.9.2 b Zona4, variazione di  $x=x_g$  con la quota  $h$

## 9.5 I massimi annuali delle piogge orarie.

Come si vedrà nel successivo capitolo, nello sviluppo del terzo livello di regionalizzazione delle portate di piena è necessario valutare il valor medio dei massimi annuali delle intensità di pioggia, mediate arealmente sul bacino imbrifero che sottende la sezione di chiusura, e relative ad un tempo caratteristico della risposta idrologica del bacino. Poichè questo tempo risulta quasi sempre inferiore al giorno, è necessario preventivamente sviluppare, oltre all'analisi regionale delle piogge giornaliere, anche l'analisi relativa alle piogge di più breve durata. Poichè, però, le serie orarie sono meno numerose e più brevi di quelle giornaliere, è conveniente utilizzare nell'analisi delle prime alcuni risultati già ottenuti nell'analisi delle seconde.

Con riferimento ai primi due livelli di regionalizzazione, si può subito evidenziare che i valori medi osservati dei coefficienti di variazione  $C_v$  e di asimmetria  $C_s$  variano poco con la durata (v. Fig.9.3). Ciò autorizza ad estendere anche alle piogge orarie i risultati ottenuti con riferimento alle piogge giornaliere ai primi due livelli di regionalizzazione. E' possibile quindi ritenere, per quanto detto in precedenza, che

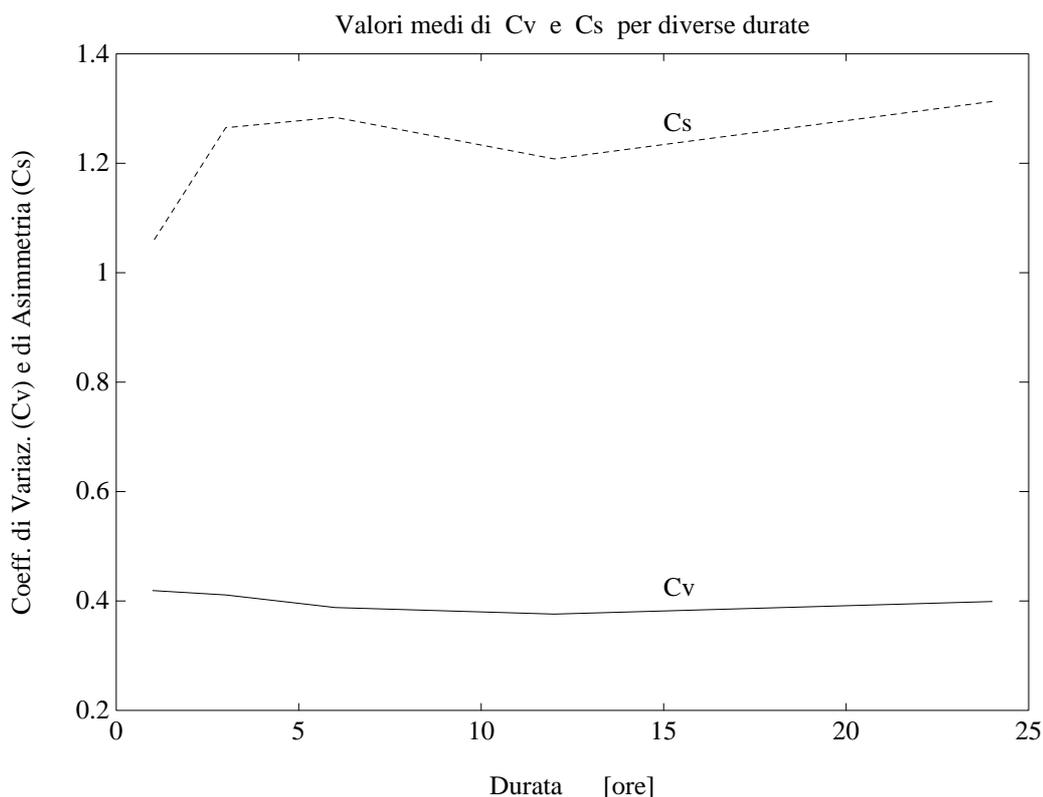
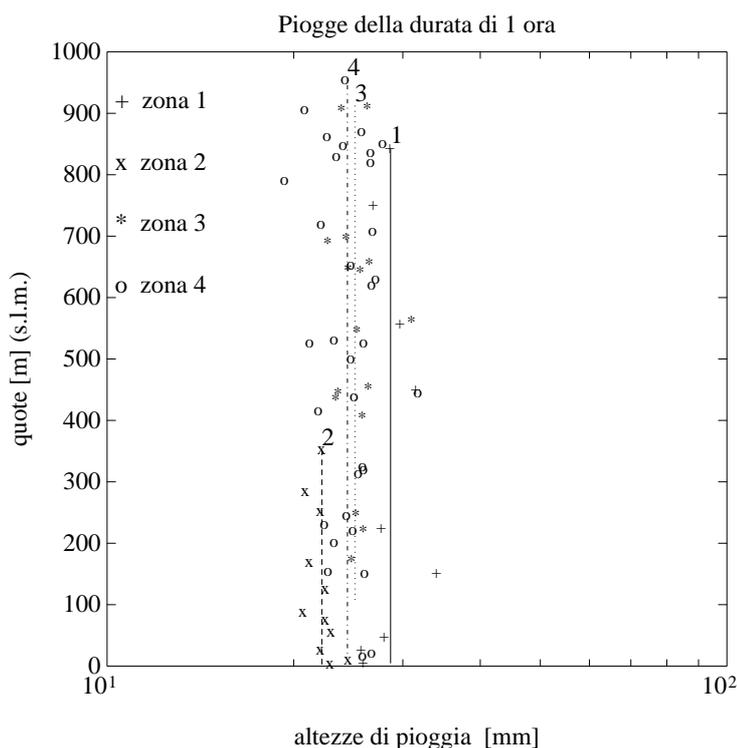


Fig. 9.3 Massimi annuali delle piogge di diversa durata. valori medi osservati dei coefficienti di variazione e di asimmetria. (Per la durata di 24 ore sono riportati i valori relativi alle piogge giornaliere)

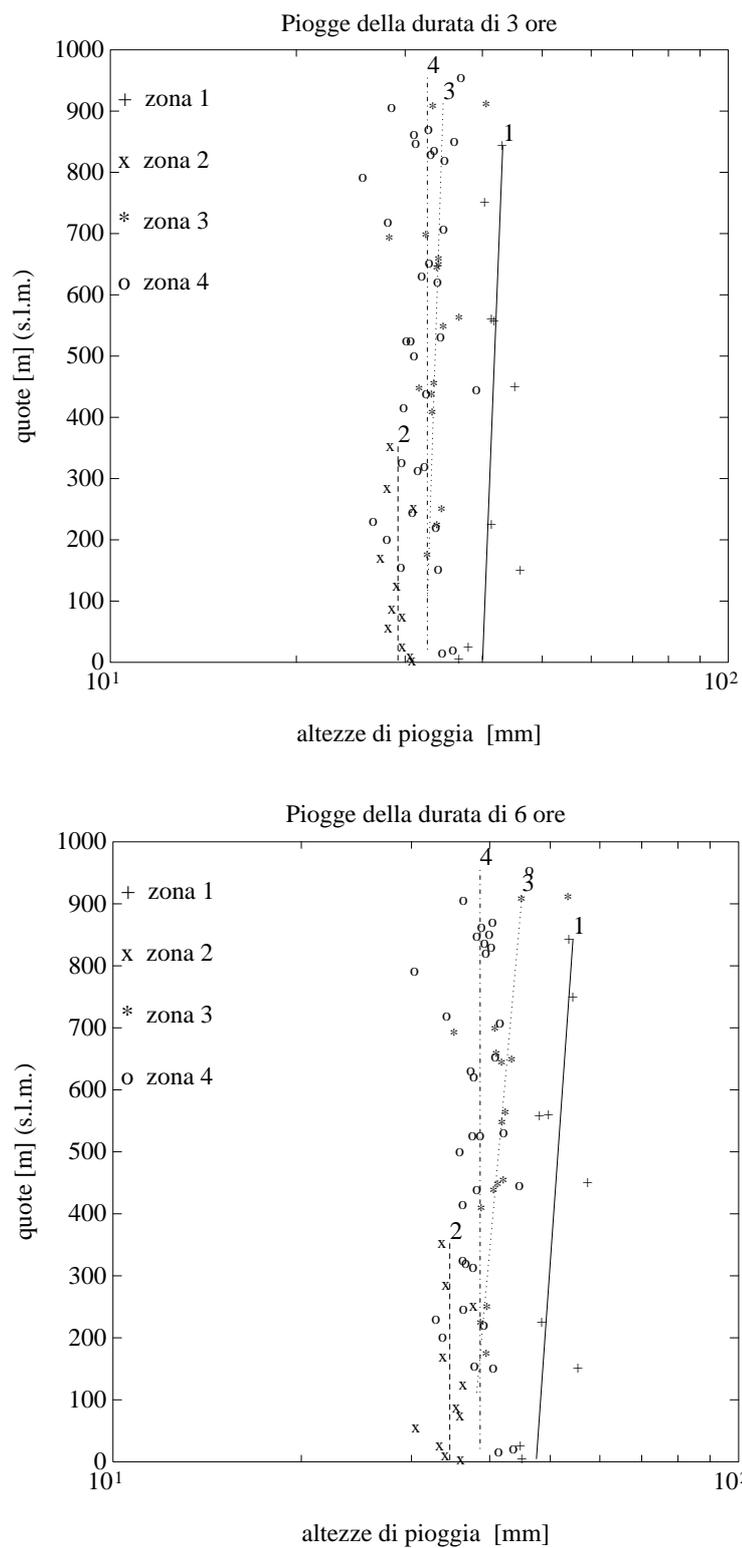
sia i parametri  $\Theta$ ,  $\Lambda$ , e  $\Lambda_1$  sia i fattori di crescita della funzione di probabilità cumulata dei massimi annuali delle piogge di durata inferiore al giorno possono essere assunti, con ottima affidabilità, pari a quelli dei massimi annuali delle piogge giornaliere. Per quanto riguarda il terzo livello di regionalizzazione, l'esame del legame esistente tra altezza media di precipitazione e quota sul livello del mare è stato condotto sull'insieme dei dati riportati in Tab.9.4, ed ha permesso di riscontrare come tale dipendenza non sia omogenea per le diverse durate, essendo più evidente per le durate maggiori. In particolare, indicando con  $x_t$  il valore medio dei massimi annuali delle altezze di pioggia di durata  $t$ , ed assumendo, in analogia con la (9.16), che il legame tra  $x_t$  e la quota sul mare  $h$  del sito di riferimento possa essere espresso nella forma:

$$\ln(x_t) = C' \cdot h + D', \tag{9.17}$$

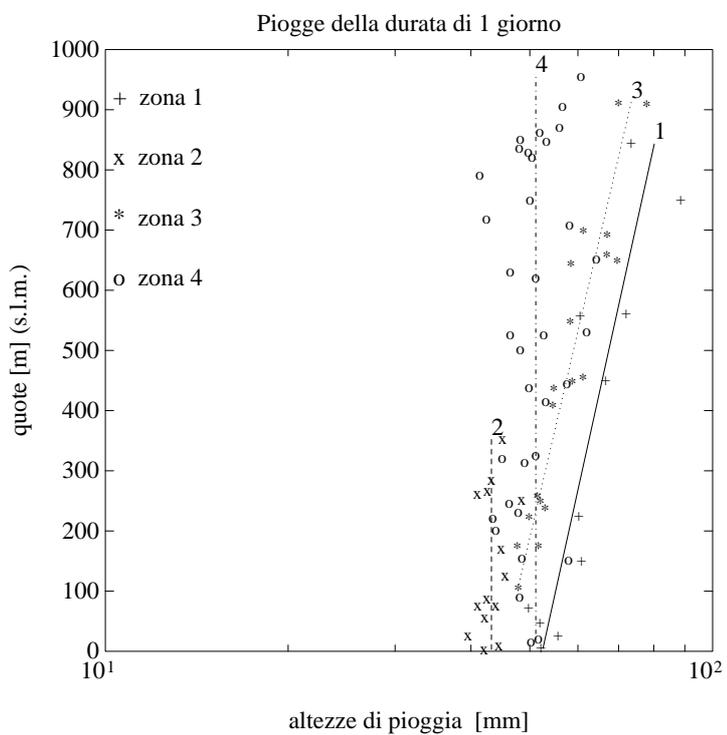
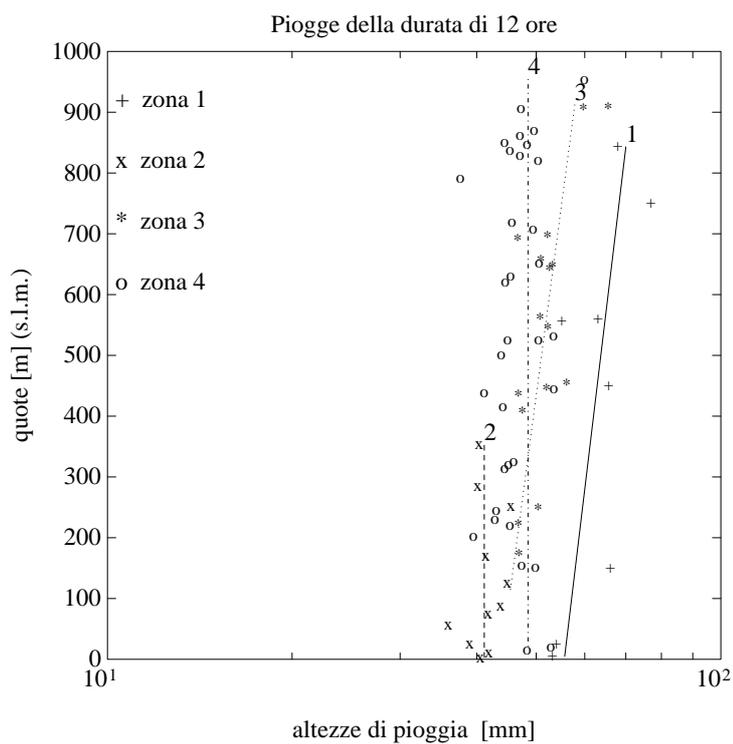
si nota (vedi Tab.9.5 e Figg.9.4a-c) che, per le zone 2 e 4,  $C'$  è sempre nullo, indipendentemente dalla durata  $t$ , mentre per le zone 1 e 3 il coefficiente di correlazione  $\rho$ , esprime la significatività della dipendenza di  $x_t$  da  $h$ , cresce notevolmente all'aumentare della durata  $t$ .



**Fig.9.4 a:** Variazioni con la quota sul mare dei valori medi dei massimi annuali delle altezze di pioggia per le quattro zone omogenee



**Fig.9.4 b:** Variazioni con la quota sul mare dei valori medi dei massimi annuali delle altezze di pioggia per le quattro zone omogenee.



**Fig.9.4 c:** Variazioni con la quota sul mare dei valori medi dei massimi annuali delle altezze di pioggia per le quattro zone omogenee.

Stazione	Z	N.	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h
Lesina	1	42	25.9	36.7	45.1	53.2	60.6
Vieste	1	32	25.7	38.0	44.8	54.0	63.5
Cagnano V.	1	32	34.0	46.1	55.4	66.1	65.4
Sannicandro G.	1	14	27.7	41.4	48.5	55.8	67.1
Vico G.	1	17	31.5	45.2	57.4	65.7	76.2
San Giovanni R.	1	22	29.7	41.8	48.1	55.1	79.8
San Marco in L.	1	41	28.0	41.4	49.7	63.1	83.8
Bosco Umbra	1	41	26.9	40.4	54.4	77.0	85.3
Monte S. Angelo	1	35	28.6	43.1	53.6	68.0	99.8
Manfredonia	2	33	22.9	30.8	36.0	40.6	48.0
Mas. S. Chiara	2	19	24.5	30.6	34.0	41.9	49.8
Fonte Rosa	2	16	22.1	29.7	33.3	39.0	46.0
Ortanova Scalo	2	13	23.0	28.2	30.5	36.0	40.9
Foggia (Oss)	2	42	22.5	29.7	35.9	41.8	49.5
San Severo	2	43	20.7	28.6	35.4	43.8	51.8
Cerignola	2	47	22.5	29.1	36.3	44.9	56.2
Torremaggiore	2	29	21.2	27.4	33.7	41.4	51.8
Lucera	2	34	22.1	31.0	37.7	45.5	56.8
Castelluccio S.	2	29	20.9	28.1	34.1	40.2	46.1
Tertiveri	2	17	22.2	28.4	33.6	40.4	51.3
Mass. Pidocchiara	3	15	24.8	32.6	39.5	46.9	53.8
Pietramontec. EAAP	3	12	25.9	33.8	38.7	46.8	54.3
Borgo Liberta'	3	15	25.2	34.4	39.6	50.4	64.9
Ascoli Satriano	3	38	25.8	33.2	38.8	47.5	61.0
Troia	3	27	23.4	33.1	40.6	46.8	57.5
Biccari	3	26	23.6	31.6	41.2	52.0	68.2
Pietramontecorvino	3	12	26.4	33.4	42.1	56.1	74.6
Lioni	3	18	25.3	34.6	41.9	52.3	64.9
Bovino	3	44	25.6	33.8	41.8	52.6	65.7
Orsara di P.	3	20	24.5	34.0	43.4	53.2	69.3
Teora	3	36	26.5	34.0	41.0	50.9	66.4
S. Andrea di C.	3	10	22.7	28.3	35.1	46.7	62.3
Alberona	3	21	24.3	32.4	40.8	52.2	69.8
Orto di Zolfo	3	15	23.9	33.3	45.0	59.7	78.6
Nusco	3	35	26.3	40.6	53.4	65.6	81.9
Mass. Torre Alemanno	3	13	28.9	34.4	39.6	50.4	64.9

**Tab.9.4:** Terzo livello di regionalizzazione delle piogge orarie; valori medi delle attese di pioggia; numero di anni di osservazione (N.) e sottozona di appartenenza (Z) della stazione pluviografica.

Stazione	Z	N.	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h
Mass. S. Francesco	4	41	25.8	34.4	41.3	48.3	58.0
Barletta	4	26	26.7	35.8	43.6	52.8	61.6
Andria	4	23	26.0	33.9	40.5	49.8	61.7
Canosa di P.	4	30	22.7	29.5	37.8	47.3	58.7
Diga Rendina	4	23	23.2	28.0	33.6	39.5	48.3
Rocchetta S.A.(scalo)	4	25	24.9	33.6	39.1	45.3	49.9
Corato	4	23	22.4	26.6	32.8	42.8	51.6
Mass. Padula	4	33	24.3	30.8	36.3	43.0	50.7
Lavello	4	28	25.4	31.4	37.6	44.4	55.4
Montemilone	4	24	25.9	32.2	36.6	45.0	56.3
Mass. Cicchetto	4	12	25.8	29.6	36.2	45.9	52.8
Venosa	4	18	21.9	29.8	36.2	44.1	58.3
Spinazzola	4	33	25.0	32.4	38.1	41.1	56.8
Minervino	4	21	31.7	39.1	44.6	53.4	68.0
Atella	4	20	24.7	31.0	35.8	43.8	53.6
Castel del Monte	4	27	25.9	30.1	37.5	50.4	62.8
Calitri	4	24	21.2	30.6	38.6	44.9	58.3
Melfi	4	43	23.2	34.2	42.1	53.3	69.9
Ripacandida	4	34	26.7	33.8	37.7	44.5	55.0
Rocchetta S. Antonio	4	20	27.1	31.9	37.3	45.4	53.1
Monticchio Bagni	4	28	24.7	32.8	40.8	50.5	68.9
Lacedonia	4	21	26.8	34.6	41.5	49.4	62.9
Savignano	4	26	22.1	28.1	34.1	45.6	51.9
S. Agata di P.	4	29	19.3	25.6	30.3	37.6	47.9
Bisaccia	4	23	26.6	34.7	39.4	50.3	60.0
Castel Lagopesole	4	39	23.4	33.0	40.2	47.0	59.1
Forenza	4	16	26.6	33.4	39.2	45.3	54.9
Monteleone di P.	4	37	24.0	31.2	38.1	48.3	39.9
Andretta	4	21	27.8	36.0	39.9	44.4	53.8
S. Fele	4	25	22.6	31.0	38.8	47.0	58.0
S. Angelo dei L.	4	29	25.7	32.7	40.4	49.6	62.7
Faeto (S. Vito)	4	20	20.8	28.5	36.3	47.2	63.7
Pescopagano	4	17	24.2	36.9	46.3	59.9	74.0

**Tab.9.4:** Terzo livello di regionalizzazione delle piogge orarie; valori medi delle attese di pioggia; numero di anni di osservazione (N.) e sottozona di appartenenza (Z) della stazione pluviografica.

t	zona omogenea	N. Staz.	C'	D'	$\rho'$
1 ora	1	9	-	3.3519	-
	2	11	-	3.1068	-
	3	16	-	3.2293	-
	4	33	-	3.2022	-
3 ore	1	9	0.000089	3.6895	0.37
	2	11	-	3.3746	-
	3	16	0.000072	3.4768	0.2151
	4	33	-	3.4626	-
6 ore	1	9	0.000160	3.8603	0.55
	2	11	-	3.5421	-
	3	16	0.000227	3.6002	0.5768
	4	33	-	3.6455	-
12 ore	1	9	0.000273	4.0177	0.68
	2	11	-	3.7215	-
	3	16	0.000303	3.7805	0.7040
	4	33	-	3.8435	-
1 g.	1	11	0.000503	3.9594	0.88
	2	14	-	3.7682	-
	3	19	0.000531	3.8114	0.9407
	4	35	-	3.9201	-

**Tab.9.5:** Parametri caratteristici della correlazione tra  $x_t$  e  $h$ .

### 9.5.1 Curve di probabilità pluviometrica per le zone omogenee.

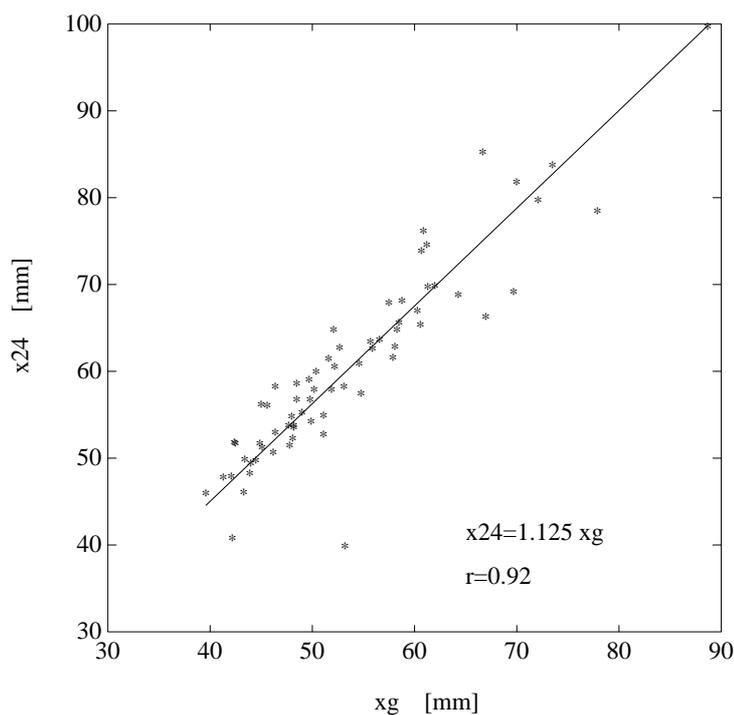
In analogia ai risultati classici della statistica idrologica (Viparelli, 1964), per ogni sito è possibile legare il valore medio  $x_t$  dei massimi annuali della precipitazione media di diversa durata  $t$  alle durate stesse, attraverso la ben nota relazione:

$$x_t = a \cdot t^n \quad (9.18)$$

essendo  $a$  ed  $n$  due parametri variabili da sito a sito. Ad essa si dà il nome di curva di probabilità pluviometrica.

Nell'area indagata, la (9.18) risulta ben verificata, in ogni fissato sito, con valori del coefficiente di correlazione mai inferiore a 0.99, per tutte le zone omogenee.

Prima di analizzare più in dettaglio la (9.18) per tener conto della dimostrata dipendenza di  $x_t$  dalla quota sul mare è utile notare che tra il valore medio  $x_g$  dei massimi annuali ed  $x_{24}$  esiste un forte legame correlativo, infatti il rapporto  $\alpha$  tra  $x_g$  e  $x_{24}$ , entrambi stimati con riferimento ad uno stesso periodo di funzionamento,



**Fig.9.5** Correlazione tra i valori medi dei massimi annuali delle precipitazioni di 24 ore e delle precipitazioni giornaliere

varia molto poco da una stazione all'altra, e nel caso particolare della Puglia vale:  $\alpha = 0.89$ , con un coefficiente di correlazione  $\rho=0.92$  (v. Fig. 9.4). E' così possibile utilizzare, invece delle precipitazioni di 24 ore, quelle giornaliere che costituiscono serie di gran lunga più estese.

Inoltre, nel paragrafo precedente è stato mostrato come, all'interno di un'area omogenea, la dipendenza di  $x_t$  dalla quota del sito di riferimento, quando esistente, non sia omogenea per tutte le durate  $t$ . In particolare si è visto che  $x_t$  può essere marcatamente variabile con la quota, mentre  $x_1$  non è mai affetto da essa. Ne consegue che, alla luce di tutto quanto precedentemente asserito, per ricavare la relazione che lega, per le diverse zone, l'altezza media di precipitazione alla durata  $t$ , per le zone omogenee 1 e 3 ove ne è stata osservata una dipendenza, anche alla quota del sito, occorre generalizzare la (9.18) nella forma:

$$x_t = a \cdot t^{(C \cdot h + D + \ln \alpha - \ln a) / \ln 24} \quad (9.19)$$

Per le quattro zone individuate attraverso l'analisi regionale, i valori delle stime dei parametri della (9.19) sono riportati nel seguente prospetto:

Zona	$\alpha$	a	C	D	n
1	0.89	28.66	.00503	3.959	-
2	"	22.23	-	-	.247
3	"	25.325	.000531	3.811	-
4	"	24.7	-	-	.256

Nel seguito vengono riportate anche le espressioni grafiche di tali relazioni analitiche, distinguendole tra le varie zone omogenee (Figg. 9.6 a-d).

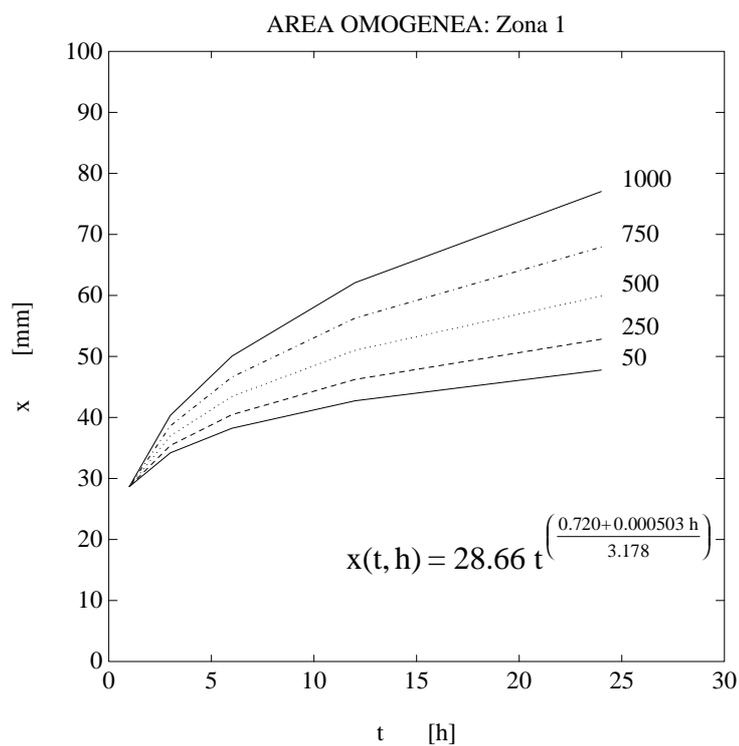


Fig.9.6 a : Zona 1, curve di probabilità pluviometrica

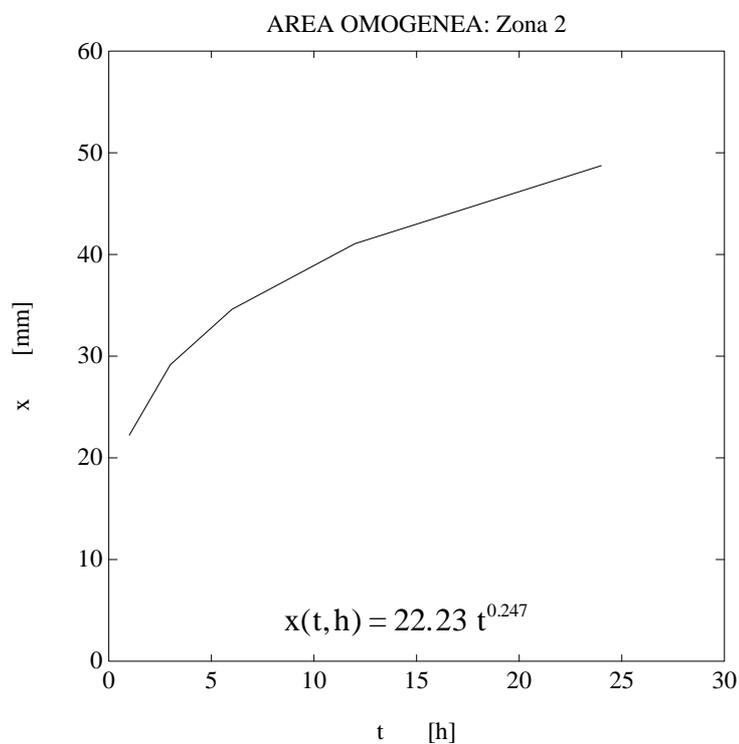


Fig.5.6b : Zona 2, curve di probabilità pluviometrica

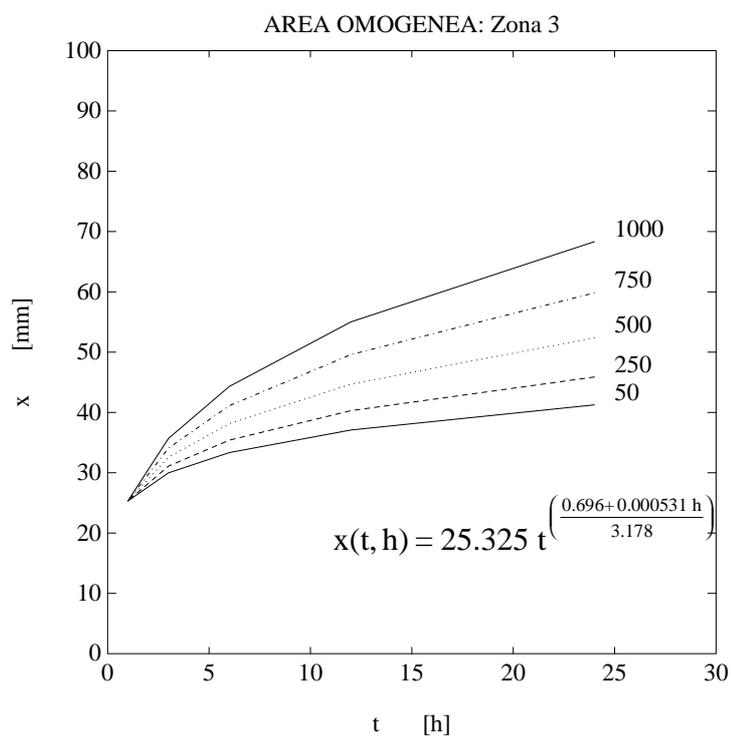


Fig.9.6 c : Zona 3, curve di probabilità pluviometrica

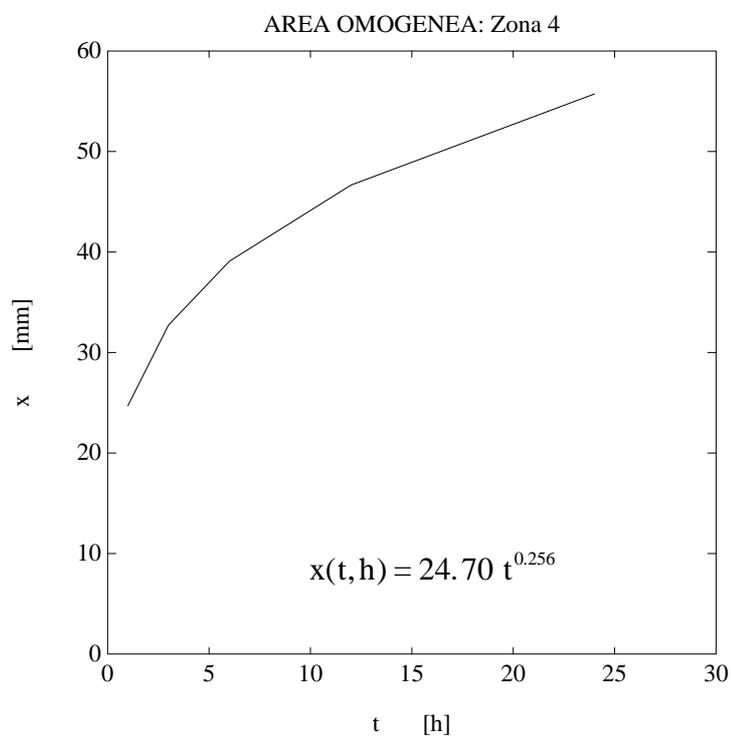


Fig.9.6 d : Zona 4, curva di probabilità pluviometrica

## 9.6 Bibliografia

- Beran M., Hosking J.R.M., Arnell N.: Comment on two component extreme value distribution for flood frequency analysis by F.Rossi, M.Fiorentino, P.Versace. *Water Resource Res.* 22(2), pp. 263-266, 1986.
- Copertino V.A., Fiorentino M.: Analisi Regionale dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere della Puglia settentrionale, 1989.
- Fiorentino M., Gabriele S.: Analisi regionale delle piogge di breve durata per la progettazione delle fognature pluviali. Un'applicazione del modello a doppia componente. *5° corso di aggiornamento in Tecniche per la Difesa dall'inquinamento*, Cosenza 1984.
- Fiorentino M., Gabriele S.: Distribution TCEV: metodi di stima dei parametri e proprietà statistiche degli stimatori. *Geodata* 25, Cosenza, 1985.
- Fiorentino M., Gabriele S., Rossi F.: Regional flood frequency estimation using two component extreme value distribution. *Hydrological Sciences Journal*, Volume 30,1,3, pp. 51-64, 1985.
- Fiorentino M., Gabriele S., Versace P.: Stime della pioggia di progetto per il proporzionamento delle fognature pluviali. Un modello regionale. *Atti del seminario sui deflussi urbani*, Cosenza 1984.
- Fiorentino M., Rossi F., Villani P.: Effect of the basin geomorphoclimatic characteristics on the mean annual flood reduction curve. *Proc. 18th Annual Pittsburgh Mod. Simul. Conf.*, Volume 5, pp. 114-119, IASH Pubbl., 1987a.
- Fiorentino M., Singh V.P., Arora K.: The two component extreme value distribution for flood frequency analysis: derivation of a new estimation method. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 1987b.
- Gradshteyn I.S., Ryzhik I.M., 1980: Table of integral, series and products. Academy press.
- Rossi F., Fiorentino M., Versace P.: Two component extreme value distribution for flood frequency analysis. *Water Resources Research*, Volume 20, N. 7, pp. 847-856, 1984.
- Rossi F., Versace P.: Criteri e metodi per l'analisi statistica delle piene. *Valutazione delle Piene*, C.N.R. - P.F. conservazione del suolo n.165, pp. 63-130, 1982.
- Viparelli C.: Idrologia applicata all'ingegneria. Fondazione Politecnica per il Mezzogiorno d'Italia, 5, 1964.