PROGETTO AGROMETEORE

TECNICHE DI RICOSTRUZIONE E STIMA DEI DATI MANCANTI

Federico Spanna

Regione Piemonte – Settore Fitosanitario e Servizi Tecnico-scientifici <u>federico.spanna@regione.piemonte.it</u>

Massimo De Marziis, Laura Alemanno 3A S.r.l – Torino massimo.demarziis@green-planet.it

INTRODUZIONE

- > UTILITA' DI AVERE DATI COMPLETI ORARI E GIORNALIERI
- > QUALI DATI RICOSTRUIRE
- > METODI DI RICOSTRUZIONE
- > METODI DI STIMA
- > VARIABILI DA RICOSTRUIRE O STIMARE
- > PRESENZA DI UNA RETE DI RILEVAMENTO O DI PUNTI SINGOLI

LA SITUAZIONE IN PIEMONTE

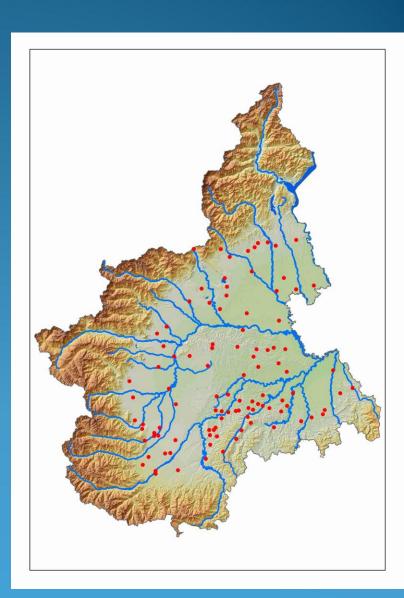
BUON NUMERO DI STAZIONI

DISTRIBUZIONE CHE TIENE CONTO DELLA DISTRIBUZIONE DELLE COLTURE E DELLA CONFORMAZIONE DEL TERRITORIO

-PRINCIPALI VARIABILI RILEVATE
- TEMPERATURA E UMIDITA' ARIA,
PRECIPITAZIONI – BAGNATURA FOGLIARE

IN SUBORDINE
- VELOCITA' VENTO, RADIAZIONE, TEMP
SUOLO

L'OROGRAFIA DEL TERRITORIO CONDIZIONA MOLTE VARIABILI



LA TEMPERATURA ORARIA DELL'ARIA

Per stimare il dato mancante di temperatura nella stazione in esame è necessario, per prima cosa, stabilire quali sono le stazioni comparative da utilizzare nell'interpolazione spaziale.

Si effettuano quindi regressioni di tipo lineare tra la serie delle temperature orarie registrate nella stazione in esame e quelle registrate nelle stazioni vicine.

Le serie si riferiscono ai giorni in cui il dato viene registrato in tutte le stazioni e il numero di giorni considerato deve essere tale da rendere significativa l'analisi statistica (qualche centinaio almeno, sarebbe meglio considerare un anno di dati).

Per poter utilizzare il metodo di interpolazione dei dati proposto, è necessario che ad ogni stazione siano assegnate almeno 2 (meglio se in numero maggiore) stazioni di confronto.

LA TEMPERATURA ORARIA DELL'ARIA

$$T = rac{\sum_i rac{T_i}{d_i^2}}{\sum_i rac{1}{d_i^2}}$$

dove,

 T_i è il valore di Temperatura (° C) ricostruito a partire dalla i-esima stazione comparativa (utilizzando la formula di regressione precedentemente calcolata).

Tè il valore di Temperatura ricostruito nella stazione in esame.

 d_i è la distanza (in metri) tra la stazione in cui si ha il dato mancante e la i-esima stazione di confronto.

L'UMIDITA' DELL'ARIA

Per stimare il dato mancante di umidità vengono utilizzati i dati forniti dalle stazioni comparative scelte nell'interpolazione spaziale di temperatura.

Se il dato di temperatura nella stazione comparativa non è presente non viene usato neppure nella ricostruzione del dato di umidità.

Per stimare il dato mancante di umidità vengono utilizzati i dati forniti dalle stazioni comparative scelte nell'interpolazione spaziale di temperatura. Se il dato di temperatura nella stazione comparativa non è presente non viene usato neppure nella ricostruzione del dato di umidità.

Poiché l'umidità relativa non è una grandezza fisica, essa è convertita in tensione di vapore (mbar o hPa) in tutte le stazioni di confronto in cui il dato è presente:

$$e_{ai} = \frac{RH_i}{100} 6.1078 \exp \left[\frac{17.269 T_i}{T_i + 237.30} \right]$$

L'UMIDITA' ORARIA DELL'ARIA

Una volta trovati tutti i valori di tensione di vapore (e_i) nelle stazioni di confronto, si procede con l'interpolazione spaziale:

$$e_a = \frac{\sum_{i} \frac{e_{ai}}{d_i^2}}{\sum_{i} \frac{1}{d_i^2}}$$

dove:

- e_a è il valore di tensione di vapore stimato nella stazione in esame.
- e_{ai} è la tensione di vapore ottenuta nella i-esima stazione.

 d_i è la distanza tra la stazione in cui si ha il dato mancante e la i-esima stazione di confronto.

Infine viene convertito il valore di tensione di vapore trovato in umidità relativa. La formula per ricavare l'umidità relativa è la seguente:

$$RH = \frac{e_a}{6.1078 \exp \left[\frac{17.269 \ T}{T + 237.30}\right]} * 100$$

DATI MASSIMI E MINIMI GIORNALIERI

TEMPERATURA

Se le stazioni presentano le misure orarie il valore massimo giornaliero è considerata essere il valore massimo dei dati orari rilevati (o ricostruiti) nell'arco della giornata nella medesima stazione. Il valore minimo giornaliero è considerato essere il valore minimo dei dati orari rilevati (o ricostruiti) nell'arco della giornata nella medesima stazione.

Se non si possiedono le serie orarie massime e minime di un certo parametro è comunque possibile ricostruire i valori massimi e minimi giornalieri di tale variabile. I massimi giornalieri vengono ricavati mediante una regressione lineare fra la serie misurata delle massime giornaliere e il valore massimo giornaliero delle medie orarie. In maniera analoga, i minimi giornalieri vengono ricavati mediante una regressione lineare fra la serie misurata dei minimi giornalieri e il valore minimo giornaliero delle medie orarie.

La ricostruzione della massima di temperatura giornaliera è ricostruita mediante regressione lineare. Si è verificata una correlazione alta tra la temperatura massima giornaliera e il valore massimo delle temperature medie orarie:

 $T_{max} = a_1 \cdot \max(T_{med}) + b_1$

I risultati per ciascuna stazione hanno ottenuto coefficienti di correlazione significativi e pertanto la formula precedente può essere utilizzata correttamente per interpolare il valore minimo giornaliero di temperatura.

La ricostruzione della minima giori $T_{min} = a_2 \cdot \min \ (T_{msd}) + \ b_2$ odo:

DATI MASSIMI E MINIMI GIORNALIERI

UMIDITA' DELL'ARIA

Se si dispone dei valori massimi e minimi orari di umidità (misurati o ricostruiti), il valore di umidità massima giornaliera è considerata essere il valore di umidità massima oraria rilevata (o ricostruita) nell'arco della giornata nella medesima stazione.

Il valore di umidità minima giornaliera è considerata essere il valore di umidità minima oraria rilevata (o ricostruita) nell'arco della giornata nella medesima stazione.

Se non ci sono i valori massimi e minimi orari si analizza la serie dei valori medi orari e si prende il valore maggiore e minore.

LA PIOGGIA

Per stimare il dato mancante di pioggia nella stazione in esame per prima cosa è necessario stabilire quali sono le stazioni comparative da utilizzare Nell'interpolazione spaziale.

Non è possibile effettuare una regressione lineare poiché la serie delle precipitazioni presenta numerosi valori nulli.

A questo punto si procede a interpolare i parametri mancanti:

$$P = \frac{\sum_{i} \frac{P_{i}}{d_{i}^{2}}}{\sum_{i} \frac{1}{d_{i}^{2}}}$$

Pi è il valore di pioggia (mm) rilevata nella i-esima stazione di confronto.
P è il valore di pioggia stimato nella stazione in esame.
di è la distanza (in metri) tra la stazione in cui si ha il dato mancante e la i-esima stazione di confronto.

Il valore medio calcolato è sempre riportato al numero pari più vicino:

LA BAGNATURA FOGLIARE

Il dato di bagnatura fogliare può essere stimato a partire da alcune variabili meteorologiche: l'intercettazione della pioggia da parte della pianta, l'evaporazione e la condensazione.

In mancanza di queste informazioni si può stimare presenza di bagnatura fogliare se è il dato di pioggia è diverso da zero o se l'umidità relativa è maggiore dell'87%. Se è soddisfatta una sola di queste due condizioni la bagnatura oraria viene impostata uguale a 60 minuti.

Questi parametri sono stati trovati considerando i dati di umidità, pioggia e bagnatura fogliare rilevati dalle stazioni RAM e sono stati confermati dagli studi effettuati da Roy J. Wichink Kruit, W. Addo J. Van Pul, Adrie F.G. Jacobs, Bert G (Comparison between four methods to estimate leaf wetnees duration caused by dew on grassland; 26 th conference of Agricultural and Forest Meteorology). In questi studi i risultati migliori sono emersi utilizzando il metodo dell'umidità di soglia (RH>87%).

NB. La ricostruzione dei dati deve avvenite nell'ordine sopra elencato (pioggia o temperatura, umidità relativa, bagnatura fogliare).

BAGNATURA FOGLIARE (Bf) oraria

About LeafWetness Leaf Wetness Model Library Agriculture Research http://agsys.cra-cin.it/tools Joint Research Centre http://mars.jrc.it/agri4cast/tools Development: S.Bregaglio, M. Donatelli, R.Magarey Programming (C#): M.Donatelli, S.Bregaglio Copyright @ 2008 Help Version 0.3 0.0 DISCLAIMER: Neither CRA nor JRC can Code doc be held responsible for any inconvenience arising from installation and/or use of this software. 0k

- SWEB (Surface Wetness Energy Balance) (Magarey et al., 2006)
- LWR (Leaf Wetness Reference)
 (Sentelhas C.P., Gillespie J., Gleason L.
 C., Monteiro B.M., Pezzopane M., Pedro Jr. J., 2006)
- OP (Dew Parametrization) (Garratt, J. R., Segal, M., 1988)
- CART(Classification And Regression Tree) (Kim, K. S., Taylor S. E., Gleason, M.L., Koehler, K.J., 2002)
- © ET(Extended Threshold) (Witchink Kruit J., Addo W., van Pul J., Jacobs F.G., Heusinkveld G.)

- SWEB (Surface Wetness Energy Balance) (Magarey et al., 2006)
- Modello meccanicistico, un po' complesso, richiede LAI, h canopy e ha tante equazioni
- WR (Leaf Wetness Reference) (Sentelhas C.P., Gillespie J., Gleason L. C., Monteiro B.M., Pezzopane M., Pedro Jr. J., 2006)
- Metodo che implementa approccio PM, input: precipitazione e calore latente (richiede resistenza aerodinamica, vento, radiazione netta, etc...).
- OP (Dew Parametrization) (Garratt, J. R., Segal, M., 1988)
- Si basa su un lavoro PM che richiede in input frazione di radiazione intercettata, la resistenza aerodinamica, LAI
- © CART(Classification And Regression Tree) (Kim, K. S., Taylor S. E., Gleason, M.L., Koehler, K.J., 2002)
- Approccio empirico che usa la temperatura di rugiada, vel vento e umidità relativa. Non tiene conto della precipitazione.
- ET(Extended Threshold) (Witchink Kruit J., Addo W., van Pul J., Jacobs F.G., Heusinkveld G.)
- @ Approccio empirico, il più semplice! Si basa sulla sogli di umidità (>87%)

(I) Modello CART(Classification And Regression Tree), 2002

DPD=T-T_{dew}

Dove:

DPD = depressione oraria di temperature dal punto di rugiada (°C), T = temperatura oraria aria (°C), T_{dew} = temperature del punto di rugiada (°C).

$$RWS=WS \frac{(Ln(C_h-Z_p)-Ln(Z_0))}{(Ln(h_a-Z_p)-Ln(Z_0))}$$

Dove:

WS = velocità del vento oraria [m/s],

 C_h = altezza della vegetazione (parametro esterno) [m], Z_p = altezza di spostamento zero (assunta essere 2/3 di C_h) [m], Z_0 = altezza di rugosità (assunta essere 1/10 di C_h) [m], h_a = altezza dell'anemometro [m].

 WS_{adj} = (1.6064 \sqrt{T} +0.0036 T^2 +0.1531· RH-0.4599 RWS DPD-0.0035 T· RH)

RH = umidità dell'aria oraria

 $RH_{adj} = (0.7921 \cdot \sqrt{T} + 0.0046 RH - 2.3889 RWS - 0.0390 T \cdot RWS + 1.0613 RWS DPD)$

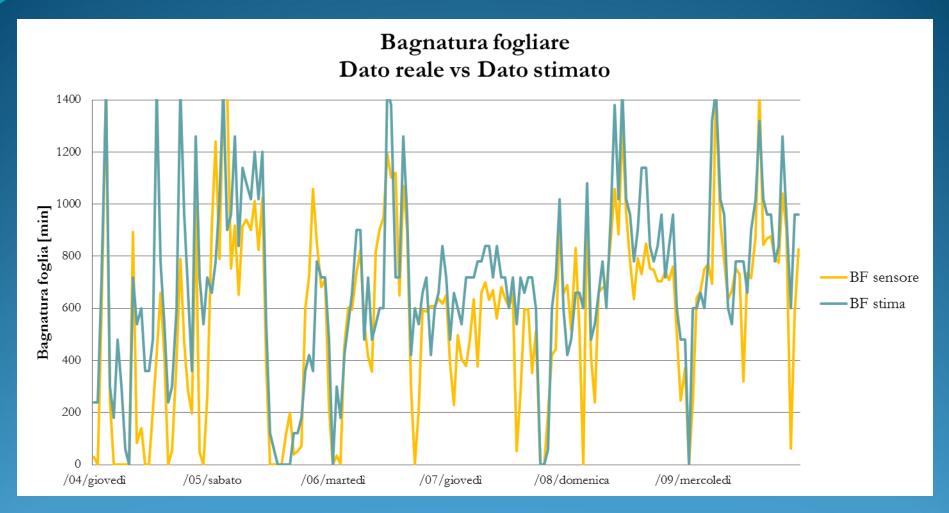
Calcolo della Bagnatura fogliare (BF):

Bf= 60 se (DPD<4.7 & RWS < 2.5 & WS_{adj}>14.5)

oppure (DPD<4.7 & RWS >=2.5 & RH>= 87.8 & RH_{adj}>37)

Altrimenti Bf=0

CART(Classification And Regression Tree), 2002 Serralunga d'Alba (CN)



RADIAZIONE GLOBALE (R_g) giornaliera

About Solar Radiation Solar Radiation Estimates Agriculture Research Joint Research Centre http://agsys.cra-cin.it/tools/ CRA-CIN Development: M. Donatelli, G. Bellocchi, E. Habyarimana Programming (C#): E. Habyarimana, M. Donatelli, L. Carlini @ JRC-IPSC and CRA-CIN seamless Version 1.0.3356.29638 Help DISCLAIMER: Neither CRA nor JRC can be held responsible for any inconvenience Code doc arising from installation and/or use of this software. 0k

- Model Bristow-Campbell
- Model Campell-Donatelli
- Model Donatelli-Bellocchi
- Model Winslow-Hunt-Piper

(I) Algoritmo Winslow et al. (2001)

Radiazione solare extraterrestre:

$$R_{a(d)} = C^*(24/\pi)^* d_{(d)}^* [\sin(\lambda)^* \sin(\delta_{(d)})^* \omega_s + \cos(\lambda)^* \cos(\delta_{(d)})^* \sin(\omega_s)] \qquad \text{(1)}$$
 Dove:

il pedice(d) indica il passo temporale (day)

$$C=4.921$$

i= numero giuliano dell'anno (1 è il primo di gennaio)

 λ = latitudine(° o radianti), dipende cosa richiede la funzione sin o cos nel linguaggio di programmazione usato. Di solito vuole l'angolo in radianti:

[radianti]= [angolo in °]*
$$\pi/180$$
°. $\delta_{(d)} = 0.409$ *sin ($2\pi/365$ *i – 1.39)

$$\omega_s = \arccos\left[-\tan\left(\lambda\right)^* \tan\left(\delta_{(d)}\right)\right]$$
 (2)

La radiazione solare globale potenziale (a cielo sereno):

$$R_{so} = (0.75 + 2*10^{-5}*z)*R_a$$
 (3)

Dove:

z è l'altezza della stazione slm [m]; R_a la radiazione extraterrestre dell'eq (1).

E infine la radiazione globale giornaliera

$$R_{g_{(d)}} = S_d \cdot \tau \cdot D_{(d)} \cdot \left[1 - \beta \cdot \frac{e_s(Tmin_{(d)})}{e_s(Tmax_{(d)})} \right]$$

$$Dove:$$
(4)

S_d o R_{so} Radiazione solare potenziale eq (3)

τ Trasmissività a cielo sereno (parametro caratteristico del sito, si calcola avendo un anno almeno di dati di radiazione e il calcolo va fatto una volta sola).

Per ciascun giorno si calcola il rapporto:
(5)
$$tt_{(d)} = \frac{G_{x(d)}}{S_{(d)}}$$

Dove G_x è il valore di radiazione globale misurato.

Per stimare il valore di τ si effettua la media dei 5 valori più alti ottenuti. Se non si ha a disposizione uno storico di dati anziché una media dei max valori annuali dell'eq (5), si inserisce un valore di riferimento pari a 0.75.

$$D_{(d)} = \left[1 - \frac{\left(\frac{DL_{(d)}}{2} - \frac{\pi}{4}\right)^2}{2 \cdot \left(\frac{DL_{(d)}}{2}\right)^2}\right]^{-1}$$

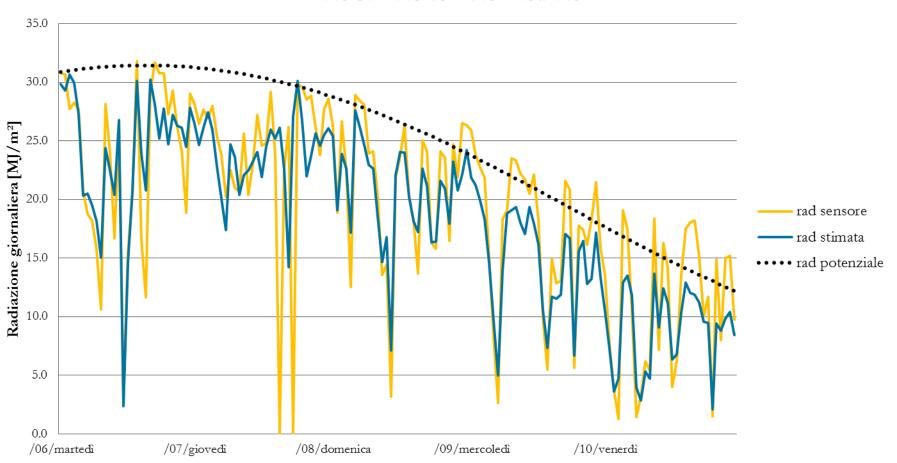
$$DL_{(d)} = \frac{24}{\pi} \cdot \omega_s \qquad \beta = \max(1.041, \frac{23.753 \cdot \Delta T}{T + 273.16})$$

 ΔT = escursione termica media dell'anno (T max $_{(giorno)}$ - T min $_{(giorno)}$) T = temperatura media dell'anno

$$e_s(Tmin) = 0.6108 \cdot e^{\frac{17.27 \cdot T_{min}}{T_{min} + 237.3}} \qquad e_s(Tmax) = 0.6108 \cdot e^{\frac{17.27 \cdot T_{max}}{T_{max} + 237.3}}$$

(I) Algoritmo Winslow et al. (2001) – Cuccaro (AL)

Radiazione globale giornaliera Dato stimato vs Dato misurato



(II) Algoritmo Cambell-Donatelli (1998)

$$G_{hc(d)} = S_{(d)} \cdot tt_{(d)}$$

$$G_{hc(d)} = S_{(d)} \cdot tt_{(d)}$$

$$tt_{(d)} = \tau \cdot \left[I - e^{-b \cdot f(Tavg) \cdot T_{(d)}^t \cdot f(Tmin)} \right]$$

τ trasmissività a cielo sereno Parametro b:

http://www.sipeaa.it/ASP/ASP2/RadEst_DB/parameters_search.html

Oppure si ottimizza tramite software Radest (metodo minimizza RMSE. Set Tnc

a 100, ottimizza b, ottimizza Tnce ottimizza di nuovo b)

f(Tavg) funzione della temp aria media giornaliera:

$$f(T_{avg}) = 0.017*exp(exp(-0.053*Tavg))$$

$$Tavg = \frac{Tmax_{(d)} + Tmin_{(d)}}{2}$$

Tmax (d) e Tmin (d), temp max e min giornaliere [°C]

$$T^2(d) = Tmax(d) - (Tmin(d) - Tmin(d+1))/2$$

$$f(Tmin) = e^{\frac{Tmin_{(d)}}{Tnc}}$$

Tnc parametro

A MODEL FOR DIURNAL VARIATION IN SOIL AND AIR TEMPERATURE*

WILLIAM J. PARTON and JESSE A. LOGAN**
Natural Resource Ecology Laboratory, Colorado State University, Fort Collins, CO 80523 (U.S.A.)

ABSTRACT

Parton, W.J. and Logan, J.A., 1981. A model for diurnal variation in soil and air temperature. Agric. Meteorol., 23: 205--216.

A model for predicting diurnal changes in soil and air temperatures given the maximum and minimum temperatures has been developed. The model uses a truncated sinewave to predict daytime temperature changes and an exponential function to predict nighttime temperatures. The model is based upon hourly soil and air temperatures for 1977 at a shortgrass prairie site and is parameterized for 150-cm and 10-cm air temperatures and for soil-surface and 10-cm soil temperatures. The absolute mean error for the model ranged from a maximum of 2.64°C for the 10~cm air temperature to a minimum of 1.20°C for the 10-cm soil temperature. The model was also parameterized for hourly air temperature data for Denver, Colorado. Comparison of the model with other models showed that it did a superior job of fitting the data with a smaller number of parameters.

Velocità del Vento

Algoritmi di generazione di valori giornalieri

- 1. esponenziale modificata (Mitchell et al., 2000)
- 2. normale modificata (Hoffmann, 2002)
- 3. normale "skewed" (Nicks et al., 2005)
- 4. Weibull (Takle and Brown, 1977)
- L'algoritmo di Hoffmann, per via della sua stabilità, è quello che meglio si presta per la ricostruzione di singoli dati mancanti.
- L'equazione proposta da Nicks et al. (2005) ha fornito i risultati più realistici in caso di generazione/ricostruzione di un gran numero di dati e, di conseguenza, può essere usata per produrre valori stimati in quelle aree dove non sia disponibile una misura diretta della velocità media giornaliera del vento.

Normale Modificata (Hoffmann, 2002)

Daily wind speed (Ud, m s-1) is generated using a modified normal probability density function (Hoffmann, 2002). The standard normal probability density function for a variate X (m s-1), f(X), is:

$$f(X) = \frac{e^{-\frac{1}{2} \cdot X^2}}{\sqrt{2\pi}}$$

A standard normal variate X is generated averaging three random numbers from a uniform distribution between -1 and 1.

The values of wind speed are transformations of standard normal deviates, determined as:

$$U_d = \overline{U_d} \cdot (1 + f \cdot c_t \cdot X) \cdot C$$

where $\overline{U_d}$ (m s-1) is the mean wind speed, the factor f, usually set to 0.0308, is an empirically gained factor which ensures the right turbulence level if the turbulence ct is given in % (the turbulence intensity is defined as the standard deviation of the wind speed divided by the average wind speed). C is an adjustment factor in the range 0.9-1.1 (C=1 is used as a reference value).

Normale Skewed (Nicks et al., 2005)

Daily wind speed (Ud, m s-1) is generated using a skewed normal probability density function (Nicks et al., 1995). The standard normal probability density function for a variate X (mm), f(X), is:

$$f(X) = \frac{e^{-\frac{1}{2}X^2}}{\sqrt{2\pi}}$$

A standard normal variate X is generated using two random numbers from a uniform distribution between 0 and 1 (x1, x2), as follows:

$$X = cos(6.283 \cdot x_2) \cdot [-2 \cdot ln(x_1)]^{0.5}$$

The variate X is related to Ud according to an equation, based on a skewed distribution used by Fiering (1967):

$$X = \frac{6}{g} \cdot \left\{ \left[\frac{g}{2} \cdot \left(\frac{U_d - \overline{U_d}}{s(U_d)} \right) + 1 \right]^{\frac{1}{3}} - 1 \right\} + \frac{g}{6}$$

where $\overline{U_d}$ (m s-1) is the mean of the daily amounts of precipitation, s(Ud) is the standard deviation of the daily amounts, g is the skew coefficient of the daily amounts, all of them calculated on a monthly basis.

Using the inverse method, Ud is:

$$U_d = \overline{U_d} + 2 \cdot s(U_d) \cdot \left\{ \frac{\left[\left(X - \frac{g}{6} \right) \cdot \frac{g}{6} + I \right]^3 - I}{g} \right\}$$