

- Russel G., Wilson G.W., 1994. *An agro – pedo - climatological knowledge base of wheat in Europe*, Joint Research Centre, Report EUR 15789 EN.
- WMO, 1980. *Guide to meteorological instruments and methods of observation*, WMO n. 8, Geneva.
- WMO, 1983. *Guide to agricultural meteorological practices*, WMO n. 134, Geneva.
- Yao A.Y.M., 1981. *Agricultural climatology*. In world survey climates, vol 3, General Climatology, H.E.Landsberg (edited by), Elsevier, Amsterdam, the Netherlands.

## **STIMA DEL BILANCIO IDRICO A DIVERSE SCALE SPAZIALI E TEMPORALI**

di Francesca Ventura

*Dipartimento di Agronomia, Università di Bologna*

[e mail: fventura@pop.agrsci.unibo.it](mailto:fventura@pop.agrsci.unibo.it)

### **Riassunto**

Il bilancio idrico è uno strumento efficace a diverse scale, sia spaziali che temporali, per ottenere stime del deficit o del surplus idrico, che permettono a livello territoriale la gestione delle acque allo scopo di prevenire o ridurre i danni legati a nubifragi e inondazioni o per una migliore gestione delle acque, e a livello aziendale per migliorare l'efficienza irrigua e conseguentemente le rese produttive. In questo lavoro vengono presentate e confrontate tra loro le più conosciute tecniche di misura ed equazioni di stima dei termini del bilancio, e ne vengono indicati i limiti. Tra tutti i termini i più interessanti e difficili da misurare o stimare sono l'umidità del terreno e l'evapotraspirazione. Dalla modalità scelta per la loro misura o stima dipendono strettamente sia la validità spaziale che quella temporale del risultato.

***Abstract***

*Hydrological balance is a very powerful method to estimate water deficit or surplus at different spatial and temporal scales. Water balance assessment calculated in this way can help lowering waterlogging risk or enhancing irrigation efficiency. In this paper common measurement techniques and estimate equations to assess water balance terms are presented and compared. Among all the terms soil moisture and evapotranspiration are analysed, being the most interesting and difficult to estimate. Spatial and temporal validity of the hydrological balance strictly depends on the way chosen to measure or estimate them.*

## **Introduzione**

Il bilancio idrico è uno dei metodi più usati per la programmazione irrigua, ed è basato sul mantenimento di una umidità del terreno ottimale monitorando e controllando tutte le perdite e gli apporti relativi al sistema in cui il bilancio è calcolato. La scala spaziale in cui il bilancio viene effettuato, se lo scheduling irriguo ne è lo scopo principale, è quella della singola parcella, o dell'azienda agricola. Può essere utile effettuare bilanci idrici anche su sistemi molto più ampi di questi, a livello cioè territoriale o regionale, per poter ottenere dati da inserire in modelli di circolazione atmosferica, o per una corretta gestione delle acque a questo livello, o per la prevenzione di danni legati allo scorrimento superficiale, come l'erosione, o al surplus idrico, come nubifragi e inondazioni. Il limite inferiore di applicabilità del bilancio può essere la singola pianta, nel caso di studi di tipo ecofisiologico o micrometeorologico, in ambienti controllati.

Le scale spaziali alle quali il bilancio viene effettuato possono essere così schematizzate:

- 1) Scala territoriale  $\Rightarrow$  stima del deficit o del surplus idrico, per la gestione della risorsa acqua e per la prevenzione di eventuali danni;
- 2) Scala aziendale  $\Rightarrow$  stima del deficit o del surplus idrico, per la programmazione irrigua e del drenaggio, per una maggiore efficienza nell'uso dell'acqua e per l'ottimizzazione delle rese;
- 3) Scala della singola pianta  $\Rightarrow$  in caso di studi ecofisiologici, micrometeorologici, energetici e del metabolismo vegetale.

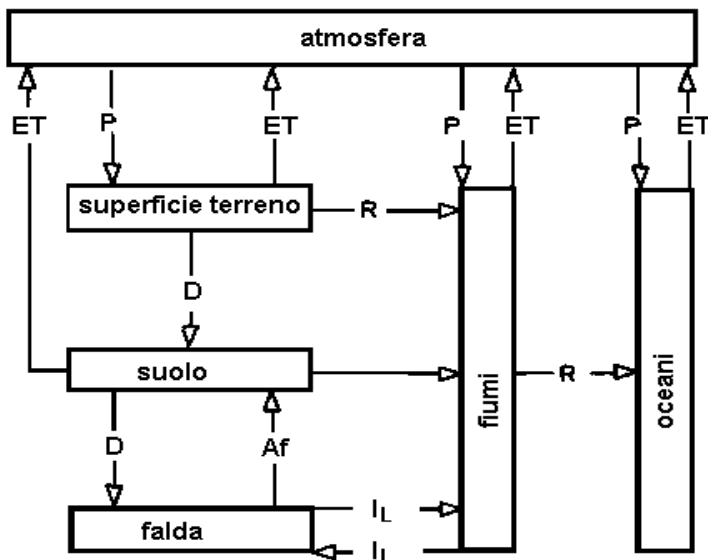
Tra il secondo e il terzo "livello" possono essercene molti altri intermedi, ad esempio la singola parcella, la singola coltura, l'unità vegetazionale ecc., e le tre elencate sono state scelte come scale di riferimento. Una volta determinati i limiti *spaziali* entro i quali si vuole effettuare il bilancio idrico è necessario determinare anche quelli *temporali*. Questi hanno una grande ricaduta sul bilancio stesso, in quanto il periodo può essere scelto in modo tale da poter conoscere (per stima o calcolo) tutti i

termini tranne quello che si vuole stimare. Ad esempio se il bilancio viene fatto su di un anno, o su un certo numero di anni, si può assumere come nulla la variazione di quantità di acqua immagazzinata nel terreno (DQ), poiché è possibile supporre che il valore dell'umidità sia lo stesso in un determinato giorno o mese dell'anno.

### L'equazione del bilancio idrico

La figura 1 mostra il sistema suolo - acqua - atmosfera in generale; nel caso in cui ci si occupi di bilanci idrici ne vengono considerate solo alcune componenti.

Figura 1 – il sistema suolo – acqua – atmosfera (da Kessler e de Ridder, 1974, mod.)



L'equazione che descrive il bilancio idrico è:

$$P + I + A_F + I_L - R - D - ET = DQ$$

dove:

P = apporti di pioggia

I	=	apporti irrigui
$A_F$	=	apporti di falda
$I_L$	=	infiltrazione laterale sottosuperficiale da e nella zona considerata per il bilancio
R	=	ruscellamento
D	=	drenaggio
ET	=	evapotraspirazione
DQ	=	quantità di acqua immagazzinata nel terreno
Q	=	umidità del terreno

Tutti i termini, tranne l'ultimo che è in percentuale, sono espressi in mm di acqua, e sono mostrati anche in figura 1. Alcuni di essi sono molto facili da misurare, come P ed I, anche se è poi necessario fare una stima della quantità effettivamente arrivata al suolo (pioggia efficiente, ma la stima dell'efficienza è molto importante anche relativamente agli apporti irrigui).

Altri termini sono controllabili, come il ruscellamento (R) se il sistema è scelto in modo che esso sia nullo o trascurabile, evitando singole colline o avvallamenti, oppure come  $I_L$ , poiché si avrà flusso netto nella/dalla zona considerata solo se essa è più bassa/alta delle zone circostanti, altrimenti può essere considerato mediamente nullo. R ed  $I_F$  possono essere non trascurabili ad esempio quando il bilancio idrico viene fatto su di un intero bacino, e in questo caso la loro stima può essere fatta tenendo sotto controllo il livello del corso d'acqua drenante il bacino stesso.

Anche D ed  $A_F$  possono essere ritenuti trascurabili, soprattutto a scala territoriale, se il periodo considerato è di un anno. Nel caso in cui invece siano contributi importanti o se il bilancio viene fatto a livello aziendale o di singola parcella essi devono essere misurati, tenendo sotto controllo la profondità della falda o la quantità di acqua drenata.

I due termini fondamentali del bilancio, i più interessanti e difficili da misurare, sono ET e DQ. Dalle modalità di misura/stima scelte per questi due termini dipende la valenza spaziale e temporale del risultato, e viceversa. Inoltre il sistema

su cui il bilancio viene fatto deve essere chiuso, ed è critico da questo punto di vista soprattutto lo spessore della strato di terreno considerato. Da questo dipende l'entità del termine di immagazzinamento DQ. In presenza di falda freatica essa sarà il limite inferiore naturale del sistema, in sua assenza si sceglierà uno spessore pari alla zona esplorata dalle radici, o una profondità di uno o due metri qualora non sia possibile farne una stima ragionevole.

La misura dell'umidità del terreno ha influenza sul bilancio idrico sia come precisione, che è la stessa del metodo scelto, sia perché si tratta di una misura puntuale il cui risultato deve essere riferito ad una scala spaziale ampia. Bisogna quindi prestare attenzione a che i rilievi vengano fatti in modo rappresentativo dell'intera area su cui viene effettuato il bilancio. Un esempio delle difficoltà che si possono incontrare, legate alla puntualità della misura, è la stima di Q in presenza di colture in file irrigate a goccia: l'umidità varia in modo asimmetrico, sia spazialmente che temporalmente.

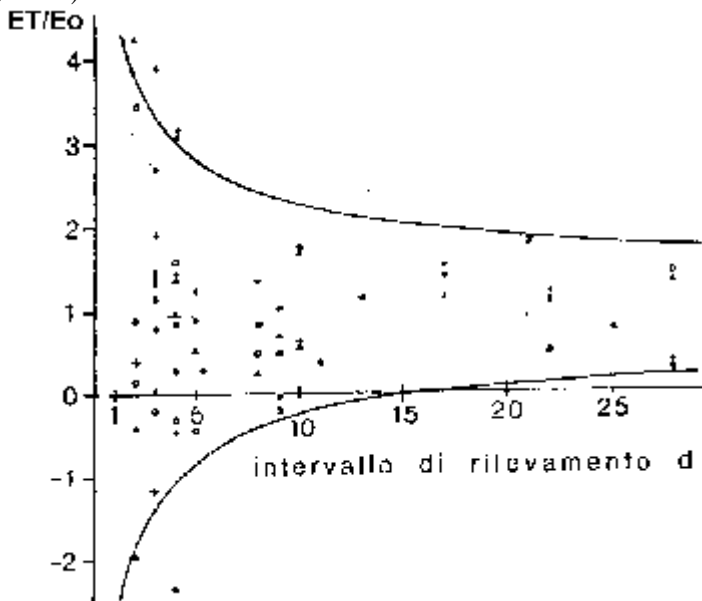
Esistono molti metodi di misura dell'umidità del terreno, e sono divisi in:

- diretti (misurano direttamente l'umidità);
- indiretti (misurano caratteristiche del terreno correlate alla quantità d'acqua presente);
- distruttivi (solitamente i metodi diretti sono distruttivi), il più usato è il gravimetrico;
- non distruttivi (solitamente indiretti) come tensiometri, blocchetti di Boyoucos, sonda a neutroni, TDR, NMR, ecc.

Il metodo gravimetrico richiede che un operatore faccia direttamente il prelievo del terreno nel sito di cui si vuole conoscere l'umidità, mentre metodi indiretti, come il TDR o i blocchetti di Boyoucos, sfruttando proprietà elettriche danno un segnale che può essere rilevato e memorizzato da un data logger in continuo, aumentando la frequenza di misura a piacimento. Qualora si usi il metodo gravimetrico d'altronde non è opportuno fare misure con una frequenza elevata, sia perché ciò implica

un'elevata asportazione di terreno, tale da perturbare l'area campionata, sia perché con tale metodo la misura non viene effettuata sempre nello stesso punto per rilievi successivi, ed è pertanto più soggetta all'errore dovuto alla eventuale disomogeneità del terreno campionato.

*Fig. 2: Distribuzione del rapporto  $ET/E_o$  in funzione della lunghezza dell'intervallo temporale tra due determinazioni successive di  $Q$  per il calcolo del bilancio idrico. (Cavazza et al., 1979)*



Un esempio di come non sia opportuno avere periodi corti di tempo tra due misure di tipo gravimetrico è dato dalla figura 2: mostra un grafico in cui in ordinate sono riportati i valori del rapporto  $ET/E_o$ , dove  $ET$  è stata calcolata mediante bilancio idrico a scala di parcella in una prova di irrigazione su bietola, mentre  $E_o$  è l'evapotraspirazione di riferimento; in ascissa troviamo l'intervallo tra i rilievi di umidità del terreno fatti col

metodo gravimetrico, i cui risultati sono stati utilizzati per calcolare il bilancio (Cavazza et al., 1979). Quando l'intervallo di tempo tra due rilievi è inferiore a 5 giorni i dati ottenuti mostrano una grande variabilità, e addirittura sono rilevati valori negativi, che non sono accettabili per la definizione stessa dell'equazione del bilancio. L'intervallo di rilevamento di Q ottimale ricavato da questo esperimento è dell'ordine di 10 - 15 giorni, intervallo di tempo minimo per il quale è consigliabile effettuare il bilancio qualora Q venga misurato gravimetricamente, in modo che gli errori legati a variazioni locali di Q siano ridotti e i prelievi di terreno siano fatti in un'area ristretta.

Nel caso di misure fatte con metodi indiretti (es. TDR, in continuo) questa limitazione non è più valida, e il bilancio idrico non è limitato, dal punto di vista del periodo minimo, che dall'equazione per la misura o la stima di ET.

### **La stima dell'evapotraspirazione**

L'evapotraspirazione effettiva di una coltura può essere misurata direttamente mediante bilancio energetico, misurando i flussi di energia al di sopra delle colture, con tecniche quali l'eddy covariance o il rapporto di Bowen (vedi ad es. Monteith e Unsworth, 1990; Cecon e Borin, 1995). L'equazione del bilancio energetico è:

$$R_n = H + G + \lambda E$$

dove:

$R_n$  = radiazione netta

$H$  = flusso di calore sensibile

$G$  = flusso di calore nel terreno

$\lambda E$  = flusso di calore latente di evaporazione

Tutti i termini sono misurati in  $W m^{-2}$ .

E' necessario che il sistema entro il quale vengono effettuate le misure dei flussi energetici sia lo stesso sul quale viene fatto il bilancio idrico. In particolare le misure di  $R_n$ ,  $H$ ,  $G$ , e



conseguentemente  $\lambda E$ , effettuate mediante le suddette tecniche sono estrapolabili solamente alla dimensione della parcella sulla quale sono posti gli strumenti, o al limite a parcelle ad essa omogenee e contigue (stessi vegetazione, densità copertura, terreno, quantità e tipo di irrigazioni ecc.). Il bilancio idrico avrà dunque questa valenza spaziale. Dal punto di vista temporale invece, i valori misurati hanno frequenza oraria, e possono essere sommati per ottenere valori di evapotraspirato giornaliero.

Più comunemente l'ET viene stimata come evapotraspirazione di riferimento (ET<sub>o</sub>), ovvero come la quantità di acqua evaporata dal terreno e traspirata da un prato polifita di 10-15 cm di altezza, in condizioni ottimali di rifornimento idrico (Doorenbos e Pruitt, 1977), e ricondotta ad ET mediante un opportuno coefficiente K<sub>c</sub>. La scelta di quest'ultimo, soprattutto quando si opera a livello territoriale, può essere problematica, ma non ha influenza diversa alle diverse scale spaziali e temporali.

Le equazioni disponibili per la stima, a partire da dati meteorologici, sono molte e con diverse validità sia spaziali che temporali.

L'equazione di Penman-Monteith è quella indicata dagli esperti FAO come il metodo più adatto per la stima dell'ET<sub>o</sub> (Jensen et al. 1990); essa è un'equazione di tipo combinato, formata da un termine radiativo e da uno aerodinamico:

$$\lambda E = [(\Delta(R_n - G) + \rho c_p((e_s(z) - e(z))/r_a)] / (\Delta + \gamma^*)$$

dove:

$$\gamma^* = \gamma (r_a + r_c) / r_a$$

$$r_a = [ \ln((z_w - d)/z_{om}) \ln((z_p - d)/z_{ov}) ] / k^2 u_z$$

$\lambda E$  è misurato in  $W m^{-2}$ , per ottenere il valore dell'ET<sub>o</sub> in mm è necessario dividerlo per  $\lambda$ , calore latente di evaporazione. I termini resistivi aerodinamico  $r_a$  e della copertura vegetale  $r_c$  hanno grande importanza in questa formula. Il primo può essere calcolato conoscendo la velocità del vento  $u_z$ , il secondo può essere efficacemente sostituito con un valore costante qualora si stimi ET alle scale spaziali 1 e 2, mentre deve essere calcolato o

approssimato caso per caso quando la formula viene applicata alla singola pianta.

I dati meteorologici necessari sono: temperatura dell'aria (T), pressione di vapore misurata all'altezza z (e(z)), velocità vento e radiazione netta (Rn) (il flusso di calore nel terreno G può essere trascurato senza diminuire la precisione della stima), a scansione oraria/giornaliera. Qualora si disponga di set completi di dati la Penman-Monteith può essere efficacemente utilizzata a tutti e tre i livelli spaziali.

Nel caso in cui non tutti i dati meteorologici necessari siano disponibili è possibile utilizzare altre equazioni, come ad esempio le formule di Blaney Criddle (modificato FAO) e di Priestley Taylor, che hanno risoluzione temporale  $\approx 5d$ . Queste equazioni possono essere utilizzate efficacemente sia a livello territoriale che aziendale che di parcella.

L'equazione di Blaney Criddle (Doorenbos e Pruitt, 1977) utilizza dati di temperatura media (T), velocità diurna media del vento ( $U_d$ ), umidità relativa minima ( $RH_{min}$ ) giornaliera, percentuale medi giornaliera di ore di giorno annuale (p), ed eliofania relativa ( $n^\circ$  ore di sole misurate/ $n^\circ$  ore di sole possibili,  $n/N$ ):

$$ET_o = a + b[p(0.46T + 8.13)]$$

dove:

$$a = 0.0043 RH_{min} n/N - 1.41$$

$$b = a_0 + a_1 RH_{min} + a_2 n/N + a_3 U_d + a_4 RH_{min} n/N + a_5 RH_{min} U_d$$

$a_0, a_1, \dots, a_5$ , sono coefficienti determinati sperimentalmente.

L'equazione di Priestley Taylor (1972) è una riduzione della Penman-Monteith per climi umidi in cui il deficit evapotraspirativo è trascurabile, per cui l'evaporazione potenziale  $E_p$  viene stimata utilizzando il solo termine radiativo:

$$\lambda E_p = \alpha (\Delta / (\Delta + \gamma)) (R_n - G)$$

Anche in questo caso  $\lambda E_p$  è in  $W m^{-2}$ , e deve essere diviso per  $\lambda$  per ottenere l'evapotraspirazione di riferimento in mm. Il

coefficiente  $\alpha$  rende conto del termine aerodinamico, ed è stato stimato sperimentalmente in 1.26.

Formule che sono valide a grande scala spaziale di solito hanno scansione temporale stagionale, e impiegano dati minimi, massimi, e medi mensili o stagionali. L'equazione di Thornthwaite (1948) ad esempio utilizza un indice mensile funzione solo della temperatura dell'aria T:

$$ET_o = 1.6(10 T/I)^a L$$

dove:

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j$$

$$i = (T/5)^{1.514}$$

$$a = 0.49 + 0.02I - 0.7 \cdot 10^{-5} I^2 + \dots$$

T = temperatura media mensile

L = eliofania relativa

L'equazione di Hargreaves e Samani (1982, 1985) invece utilizza un indice funzione della temperatura media T, della differenza tra Tmax e Tmin medie (settimanali, decadali o mensili) e un valore della radiazione solare calcolato solo come funzione della latitudine.

$$ET_o = 0.023 R_A T D^{1/2} (T + 17.8)$$

dove:

$$TD = T_{\max med} - T_{\min med}$$

$R_A$  = radiazione extraterrestre per una certa latitudine.

Possono essere utilizzati a livello territoriale anche metodi misti, ovvero è possibile stimare l'ET con equazioni diverse in punti diversi a seconda della disponibilità dei dati meteo.

La tabella 1 mostra i periodi minimi consigliati per l'uso delle diverse funzioni di stima dell'evapotraspirazione di riferimento.

Un altro metodo molto usato per la stima di  $ET_o$  è l'evaporimetro di classe A. Si tratta di misurare l'evaporato da acqua libera, da una vasca di dimensioni standard, e riportarlo a

quello di una coltura di riferimento mediante un opportuno coefficiente  $K_p$ . Il metodo è soddisfacente se lo strumento viene opportunamente mantenuto, e se  $K_p$  è ben tarato (cfr. Doorenbos e Pruitt, 1977).

*Tabella 1 - periodi di tempo minimi consigliati per ciascun metodo di stima di ET (da Jensen et al., 1990).*

<i>Metodo</i>	<i>Periodo minimo</i>	<i>Note</i>
<i>Penman FAO 24 corretto</i>	<i>Giornaliera</i>	
<i>Penman-Monteith</i>	<i>Oraria, giornaliera</i>	
<i>Radiazione FAO</i>	<i>5 giorni</i>	
<i>Priestley-Taylor</i>	<i>10 giorni</i>	<i>Valida in climi umidi</i>
<i>Blaney-Criddle FAO</i>	<i>5 giorni</i>	<i>Mensile se si usano medie mensili</i>
<i>Hargreaves</i>	<i>10 giorni</i>	
<i>Thornthwaite</i>	<i>Mensile</i>	
<i>Evaporimetro classe A FAO</i>	<i>5 giorni</i>	

*Tabella 2 - classifica dei metodi di stima di ET mensili, e indici statistici (da Jensen et al., 1990). SEE è l'errore standard della stima.*

	<i>Metodo</i>	<i>SEE mm d<sup>-1</sup></i>	<i>Coeff. angolare retta di regressione per l'origine</i>	<i>Coeff. di correlazione r</i>
<i>1</i>	<i>Penman-Monteith</i>	<i>0.36</i>	<i>1.00</i>	<i>0.99</i>

2	<i>Radiazione FAO</i>	<i>0.73</i>	<i>0.91</i>	<i>0.97</i>
3	<i>Blaney-Cridde FAO</i>	<i>0.68</i>	<i>0.95</i>	<i>0.96</i>
4	<i>Hargreaves</i>	<i>0.88</i>	<i>1.00</i>	<i>0.93</i>
5	<i>Penman FAO 24 corretto</i>	<i>1.16</i>	<i>0.82</i>	<i>0.96</i>
6	<i>Evaporimetro classe A FAO</i>	<i>0.92</i>	<i>0.94</i>	<i>0.92</i>
7	<i>Priestley-Taylor</i>	<i>1.29</i>	<i>1.22</i>	<i>0.90</i>
8	<i>Thorntwaite</i>	<i>1.68</i>	<i>1.24</i>	<i>0.78</i>

Confronti tra formule sono stati fatti da diversi autori, anche italiani; in questa breve nota verranno riportati solo i risultati illustrati nella tab.2, dove sono elencate le più comuni equazioni di stima di ETo su base mensile corredate da alcuni indici statistici, per ordine di "bontà" della stima.

### **Considerazioni conclusive**

La scelta della formula per il calcolo dell'ETo (o del metodo per la sua misura) è dunque cruciale per il bilancio idrico, sia per l'entità dell'errore che può portare che per la determinazione della valenza sia spaziale che temporale.

In conclusione perché il bilancio idrico sia un metodo efficace di controllo dell'uso dell'acqua a diverse scale, è necessario innanzitutto scegliere opportunamente i confini, sia spaziali che temporali, del sistema nel quale esso verrà calcolato, successivamente il metodo di stima dell'ETo e soprattutto è necessario esseri certi di avere una rete di sensori (meteorologici, di misura dell'umidità del terreno, della profondità della falda, di controllo dei livelli delle acqua superficiali) appropriati e ben distribuiti sul territorio.

### Riferimenti bibliografici

- Cavazza L., Cacchi D., Rossi Pisa P., Amaducci M.T., Bronzoni G., 1979. *Stima di coefficienti colturali per la bietola da zucchero da prove parcellari di irrigazione*. Atti del 3° convegno Nazionale AIGR, Catania maggio 1979, 330-346.
- Ceccon P., Borin M., 1995. *Elementi di Agrometeorologia e Agroclimatologia*. IMPRIMITUR Ed.
- Doorenbos J., Pruitt W.O., 1977. *Guidelines for predicting crop water requirements*. FAO Irrig. and Drain. Paper n. 24, 2<sup>n</sup> ed. Rome.
- Hargreaves G.H., Samani Z.A., 1982. *Estimating potential evapotranspiration*. Tech. note, J. Irr. and Drain. Engrg., ASCE 109(2): 277-278.
- Hargreaves G.H., Samani Z.A., 1985. *Reference crop evapotranspiration from temperature*. Applied. Engrg in Agric. 1(2): 96-99.
- Jensen M.E., Burman R.D., Allen R.G. (Editors), 1990. *Evapotranspiration and irrigation water requirements*. ASCE Manual n.70, New York.
- Kessler J., de Ridder N.A., 1974. *Assessing groundwater balances*. In Drainage principles and investigations, vol.3, ILLRI Ed. Wageningen.
- Monteith J.L., Unsworth M.H., 1990. *Environmental Physics*. Edward Arnold Ed., London.
- Priestley C.H.B., Taylor R.J., 1972. *On the assessment of the surface heat flux and evaporation using large scale parameters*. Mon. Weath. Rev. 100: 81-92.
- Thorntwaite C.W., 1948. *An approach toward a rational classification of climate*. Geogr. Re. 38, 55.