

Il modello di bilancio idrico di Thornthwaite e Mather

Il primo modello di bilancio idrico è stato proposto da Thornthwaite nel 1948 e messo a punto dallo stesso Thornthwaite insieme a Mather, nel 1955, per usi agronomici. Consente di simulare l'evoluzione del contenuto d'acqua nel suolo e di stimare l'evapotraspirazione effettiva.

In questo modello, denominato anche modello T, si assume che la capacità limite del contenuto d'acqua, φ , rappresenti il massimo livello raggiungibile nel serbatoio 1 (si veda lo schema riportato in fig. 1). La variabile di stato che rappresenta il contenuto d'acqua del suolo alla fine del mese i è chiamata S_i ; essa può crescere fino al limite φ o decrescere, a seconda che la precipitazione mensile P_i risulti minore o maggiore dell'evapotraspirazione potenziale mensile ETp_i . Nel primo caso, quando $P_i > ETp_i$, S_i è fornita da:

$$S_i = \min [S_{i-1} + (P_i - ETp_i), \varphi] \quad (1)$$

e il contenuto d'acqua nel suolo S_i può aumentare fino al limite massimo φ . Al contrario, quando $P_i < ETp_i$ il livello del serbatoio si abbassa e ciò significa che il contenuto d'acqua del suolo diminuisce. La relazione diventerebbe quindi:

$$S_i = \max [0, S_{i-1} + (P_i - ETp_i)] \quad (2)$$

Thornthwaite e Mather considerano però non realistica una evapotraspirazione effettiva che porti allo svuotamento dell'invaso del suolo. Al posto della (2) forniscono quindi una relazione non lineare tra il contenuto d'acqua del suolo e l'evapotraspirazione potenziale, da usarsi per il calcolo di S_i quando $P_i < ETp_i$:

$$\frac{\Delta S_i}{\Delta T} = -\frac{(ETp_i - P_i) \cdot S_i}{\varphi}$$

La soluzione di questa equazione è:

$$S_i = S_{i-1} \exp \left[-\frac{(ET_i - P_i)}{\varphi} \right]$$

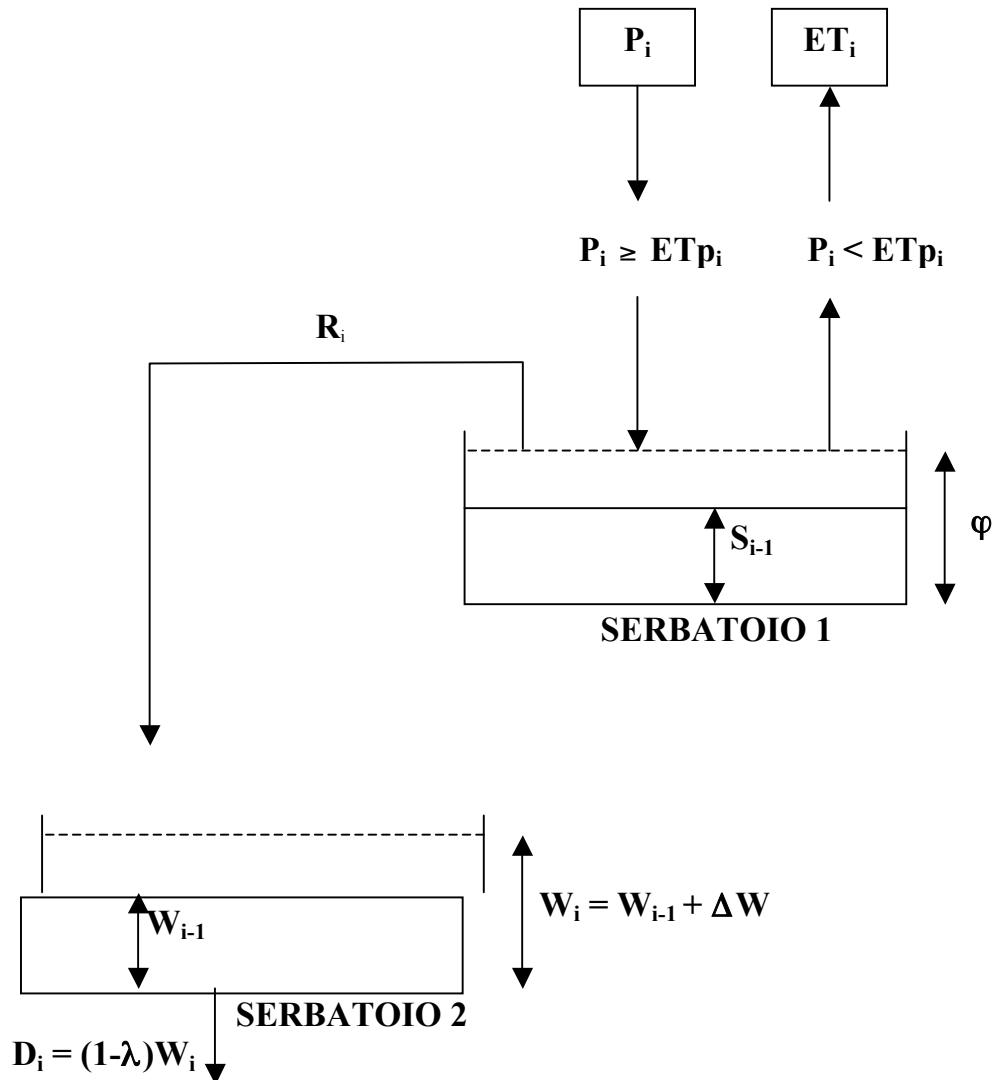


Fig. 1 Schema del modello T-M.

Ne risulta un valore di evapotraspirazione effettiva inferiore ad ETp_i e pari a:

$$ET_i = P_i + |\Delta S_i| = P_i + |S_i - S_{i-1}|$$

Il deficit di contenuto d'acqua o umidità del suolo alla fine del mese i , δ_i , è conseguentemente definito come:

$$\delta_i = \varphi - S_i$$

Quando la precipitazione mensile P_i è maggiore della evapotraspirazione potenziale ETp_i e il contenuto d'acqua del suolo raggiunge la sua capacità massima, φ , l'acqua in eccesso, indicata con R_i e pari a:

$$R_i = S_{i-1} + (P_i - ETp_i) - \varphi$$

va a scaricarsi nel serbatoio 2 e si somma all'acqua del mese precedente, W_{i-1} ; il livello del serbatoio 2 diventa:

$$W_i = W_{i-1} + R_i$$

Nel modello si assume che il deflusso nel mese i derivi dal volume immagazzinato W_i . In particolare, una frazione λW_i dell'acqua immagazzinata rimane nel sottosuolo, mentre la parte $(1-\lambda)W_i$ diventa deflusso. Il deflusso relativo al mese i è quindi:

$$D_i = (1-\lambda) \cdot W_i = (1-\lambda) \cdot (W_{i-1} + \Delta W_i)$$

e la riserva idrica alla fine del mese i , W_i , risulta essere:

$$W_i = \lambda \cdot (W_{i-1} + \Delta W_i)$$

La frazione λ varia con la profondità e la composizione del sottosuolo, oltre che con la dimensione e la geografia del bacino. Originariamente Thornthwaite e Mather (1955) hanno suggerito di porre $\lambda = 0.5$ anche se poi Mather (1975) ha notato che, nel New Jersey, per piccoli bacini, con terreno prevalentemente sabbioso era più adatto il valore 0.75.

Il modello T α

I modelli tipo T, originariamente sviluppati, come detto nel paragrafo precedente, negli anni '50 da Thornthwaite e Mather, ipotizzano che il deflusso possa essere alimentato dalla precipitazione solamente dopo la saturazione della capacità limite del contenuto d'acqua del suolo.

La rimozione di questa ipotesi, che rende il modello sicuramente inadatto a simulare il deflusso D a scala di bacino, ha portato all'elaborazione di modelli di tipo T modificati; Rushton e Ward (1979) hanno proposto il modello T α , del quale nella Fig. 2 è riportata una semplice schematizzazione.

Nel modello T α si assume, che una frazione α della precipitazione che si verifica in un dato mese contribuisca immediatamente e direttamente al deflusso dello stesso mese e che, quindi nel serbatoio 1 si scarichi solo la parte rimanente e cioè $(1 - \alpha)P_i - ETp_i$. A parte questa modifica, il modello si sviluppa come il modello del tipo T.

La modifica al modello implica, quindi, l'alimentazione del deflusso da una parte delle precipitazioni anche quando la capacità limite φ del contenuto d'acqua del suolo non è superata.

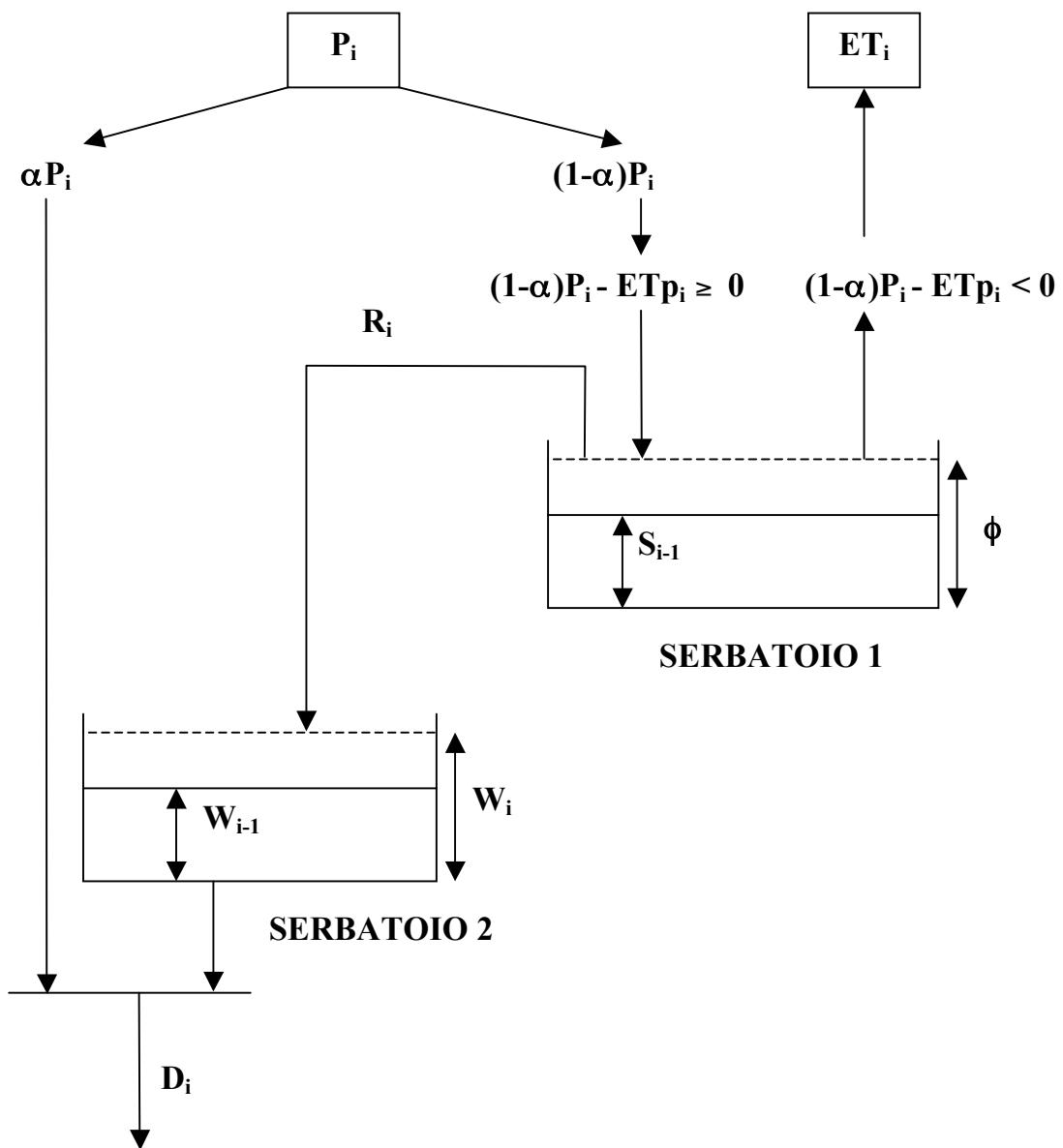


Fig. 2 Schema del modello T α .