



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO

DIPARTIMENTO DI SCIENZE AGRARIE E AMBIENTALI
PRODUZIONE, TERRITORIO, AGROENERGIA

La modellizzazione dell'idrologia del suolo

Marco Acutis
Università di Milano - DISAA

Quali variabili di interesse modellistico?

VARIABILE	EFFETTI
Ruscellamento superficiale	Bilancio idrico, erosione, trasporto di nutrienti e fitofarmaci nei corpi idrici superficiali
Percolazione profonda	Bilancio idrico, perdita di nutrienti e fitofarmaci verso la falda
Contenuto idrico del terreno	Bilancio idrico, disponibilità acqua per la coltura emissioni, dinamica nutrienti ecc...

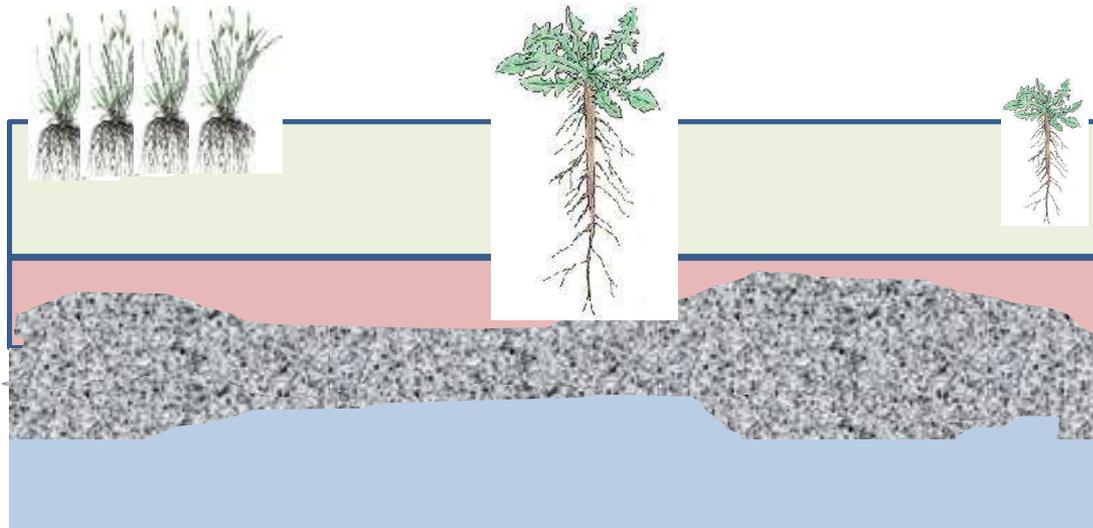
Il bilancio idrico del suolo



Bilancio Idrico ... i processi hanno intensità diversa nel tempo e nello spazio

Colture e piante morfologicamente diverse, in diverse fasi di sviluppo, apparati radicali diversi, diverso prelievo di acqua almeno in 2D

Superficie del suolo coperta o nuda (piante, residui) dislivelli, solchi per irrigazione



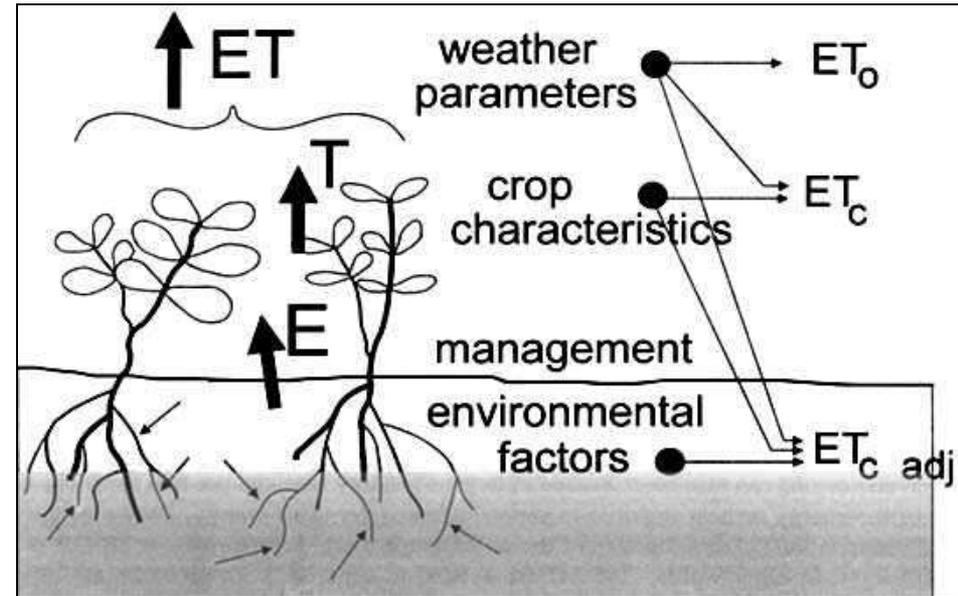
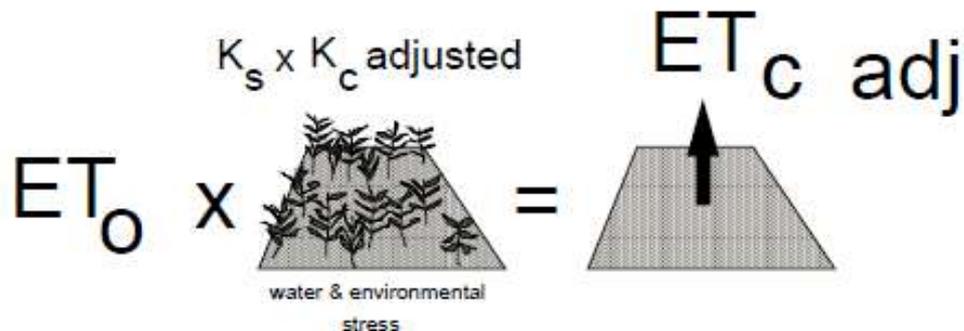
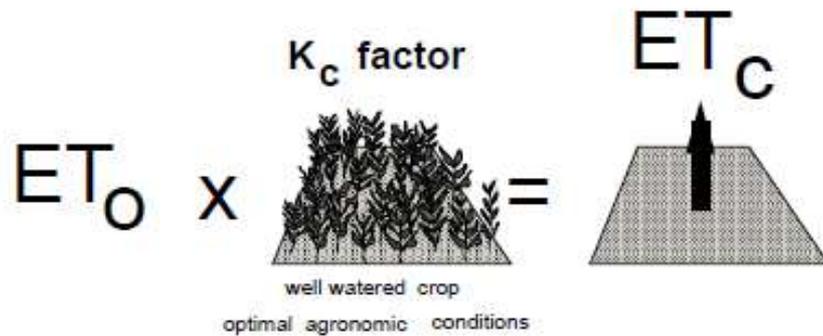
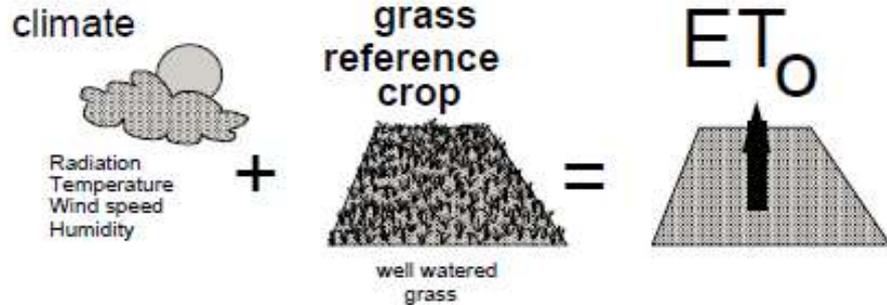
Suolo: profilo, tessitura, struttura, caratteristiche idrologiche

EVAPORTASPIRAZIONE

■ DEFINIZIONI

- ET_{max} o ET_c (crop) = EVAPOTRASPIRAZIONE MASSIMA DELLA COLTURA (in assenza di fattori limitanti)
-
- ET_r (reale) o ET_a (actual) o ET_e (effettiva) = ET della coltura in esame nelle condizioni reali (è sempre \leq ET max)
-
- ET_0 (zero) o ET_p (Potenziale) o ET_r (reference) = ET di riferimento (di un prato di festuca alto 12 cm, cresciuto senza fattori limitanti)
-
- $ET_{max} = ET_0 \times Kc$
-
- Kc = coefficiente colturale (rapporto tra l'ET della nostra coltura e quella del prato di riferimento)

EVAPOTRASPIRAZIONE



Evapotraspirazione di riferimento

Si preferisce partire da una domanda climatica dell'atmosfera a un sistema terreno-pianta, a cui il sistema risponde con un'effettiva evapotraspirazione di acqua. La domanda climatica si chiama:

EVAPOTRASPIRAZIONE di RIFERIMENTO

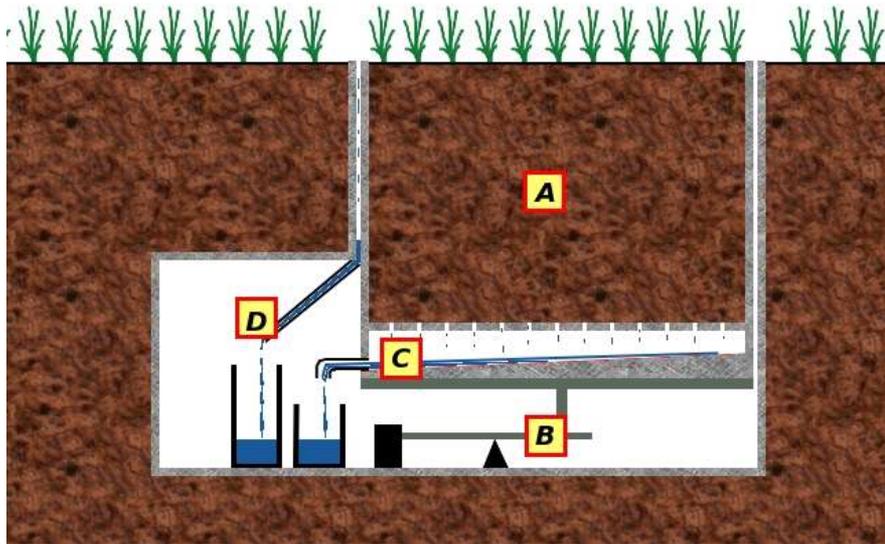
Per definirla si fa riferimento a una situazione specifica, standard:

- prato uniforme di *Festuca arundinacea* (copre il terreno per gran parte dell'anno in diversi climi, vegeta bene sia a alte sia a basse T)
- in condizioni di rifornimento idrico ottimale
- tenuto a un'altezza tra 7 e 14 cm
- sufficientemente esteso da evitare effetto oasi
- coperti tutti i requisiti nutrizionali, esente da fitopatie



Misura dell'ET di riferimento

Può essere direttamente misurata in lisimetri a pesata, dove in un cassone cresce la coltura di riferimento e viene pesato con frequenza giornaliera; è difficile e oneroso, limitato ad alcuni centri di ricerca. Oppure con bilancio idrico (tecniche recenti: eddy covariance)

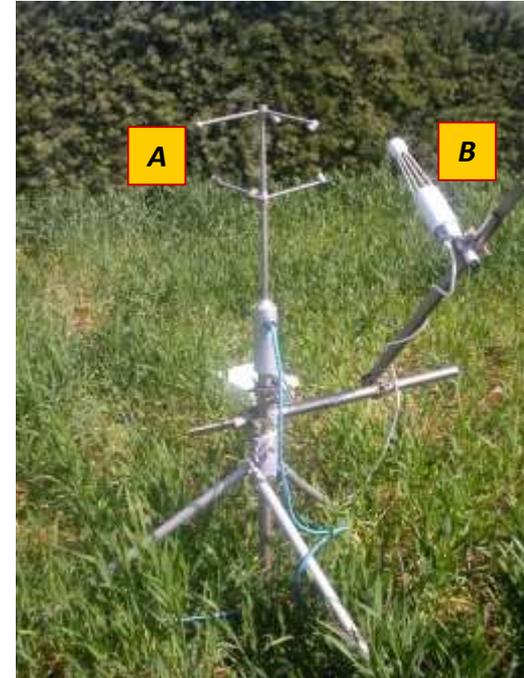


Modello schematico di un lisimetro a pesata

- A) Terreno in studio
- B) Bascula a quadrante
- C) Raccolta dell'acqua di drenaggio
- D) Raccolta dell'acqua di ruscellamento

Stazione eddy covariance:

- A) Anemometro ultrasuoni
- B) Gas analyser



Può essere stimata a partire dai dati climatici: dipende infatti principalmente dalla radiazione netta (apporto di energia per l'evaporazione dell'acqua) e dal gradiente di pressione di vapore tra foglia e ambiente (umidità relativa e vento)

Evapotraspirazione di riferimento - formule

Metodo	Variabili meteorologiche					
	Temperatura	Umidità Relativa	Velocità vento	Eliofania	Radiazione	Evaporazione
Blaney-Criddle	x	o	o	o		
Penman-Monteith	x	x	x	(x)	(x)	
Hargreaves	x				o	
Priestley-Taylor	x	x			x	
Thornthwaite	x					
Radiation method(Makking)	x	o	o	(x)	(x)	
Evaporimetro		o	o			x

x Misurato (x) Se disponibile, in alternativa. È sempre meglio la radiazione misurata
 o Stimato

Penman – Monteith

$$ET_0 = \frac{\Delta (Rn - G) + \rho_a c_p (e_s - e_a/r_a)}{\Delta + \gamma (1 + r_s/r_a)}$$

Δ = pendenza della relazione VPD vs. T° (kPa °C⁻¹).

Rn = radiazione netta (MJ m⁻²)

G = flusso di calore nel suolo (MJ m⁻²)

ρ_a = densità media dell'aria (kg m⁻³)

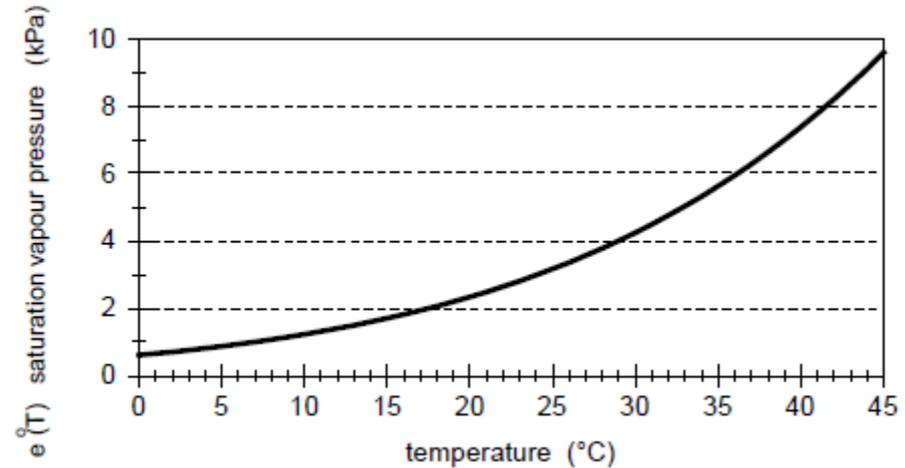
c_p = calore specifico dell'aria (MJ kg⁻¹ °C⁻¹)

$e_s - e_a$ = VPD dell'aria (kPa)

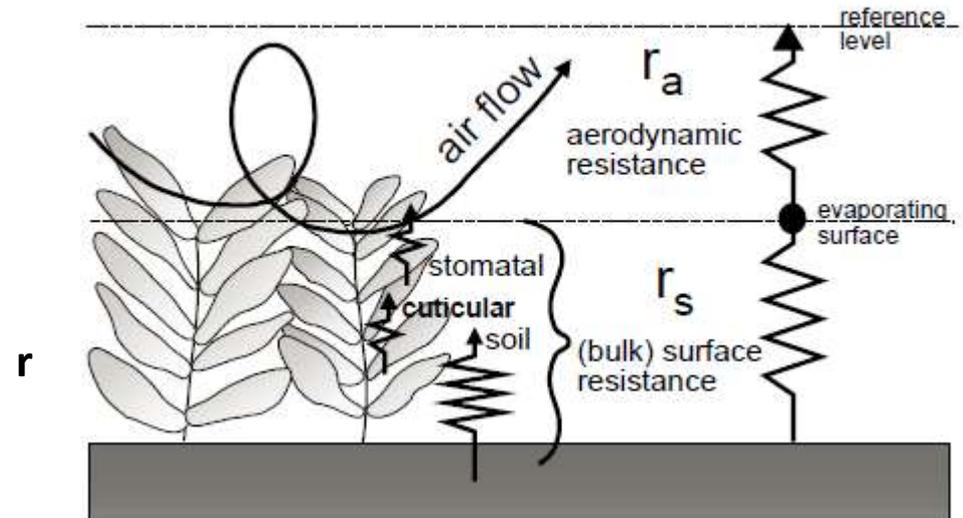
γ = costante psicrometrica °(kPa °C⁻¹).

r_a = **resistenza aerodinamica** (s m⁻¹)

r_s = **resistenza superficiale (r stomatica + cuticolare + r del suolo)** (s m⁻¹)



Simplified representation of the (bulk) surface and aerodynamic resistances for water vapour flow



Rappresenta lo standard internazionale di riferimento per questi studi. Serve quindi per la validazione di altre formule.

Evapotraspirazione massima (Etc)

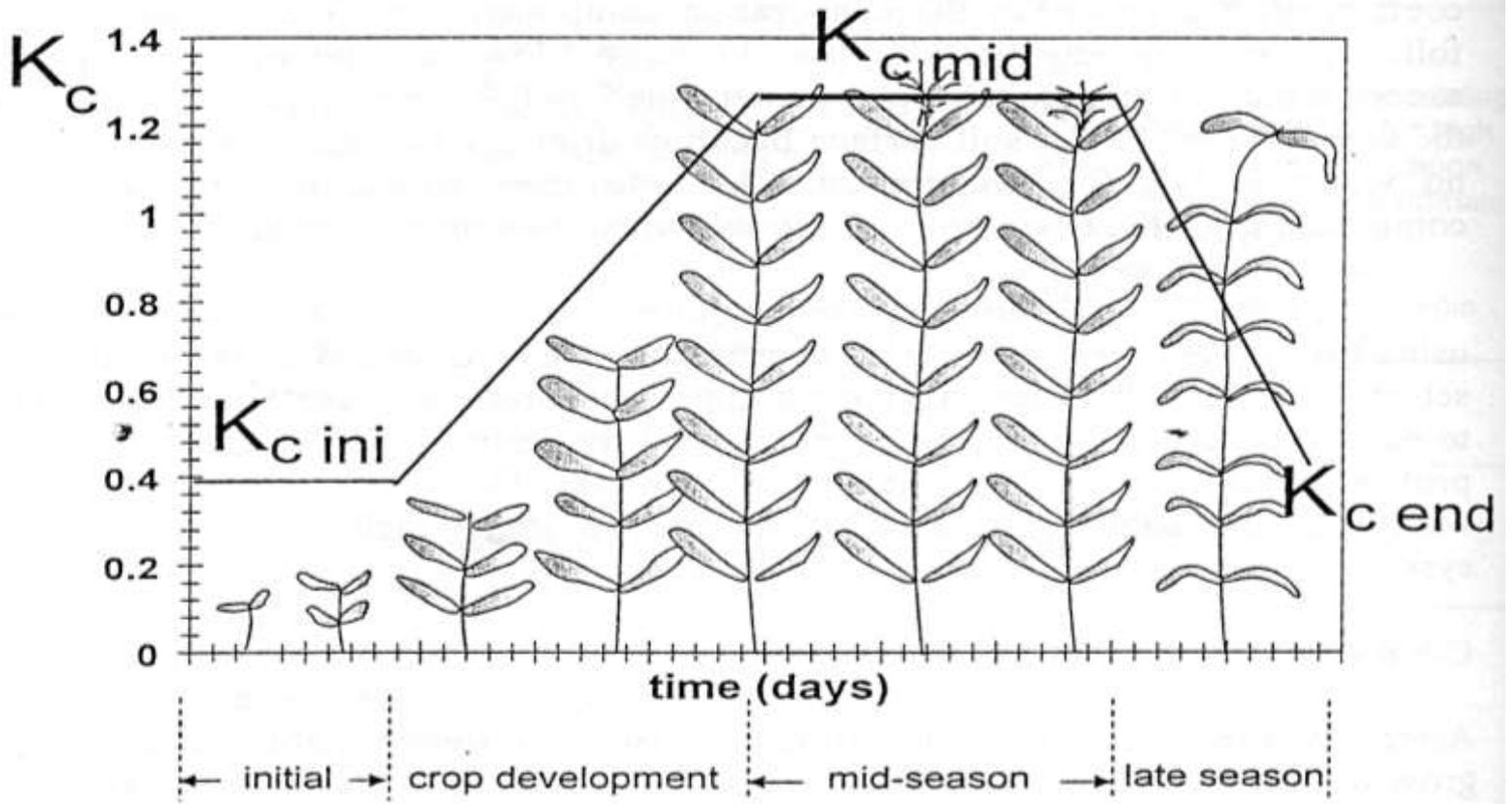
A una certa evapotraspirazione di riferimento corrisponde un'evapotraspirazione reale da parte della coltura. Se la coltura è nelle stesse ottimali condizioni viste per l'ETP, e l'unica limitazione alle perdite di acqua è lo sviluppo della coltura stessa (che ad es. non ricopre completamente il terreno), si parla di **EVAPOTRASPIRAZIONE MASSIMA**.

All'evapotraspirazione massima la coltura è in condizioni fisiologiche ottimali, max produzione di s.s. Non sempre però in questa condizione si ottiene il massimo del prodotto desiderato e allora si parla di **EVAPOTRASPIRAZIONE MASSIMA AGRONOMICA**, per la quale si ottiene il massimo del prodotto voluto (es bietola a ETM produce troppe foglie e i fittoni non hanno il max contenuto di saccarosio)

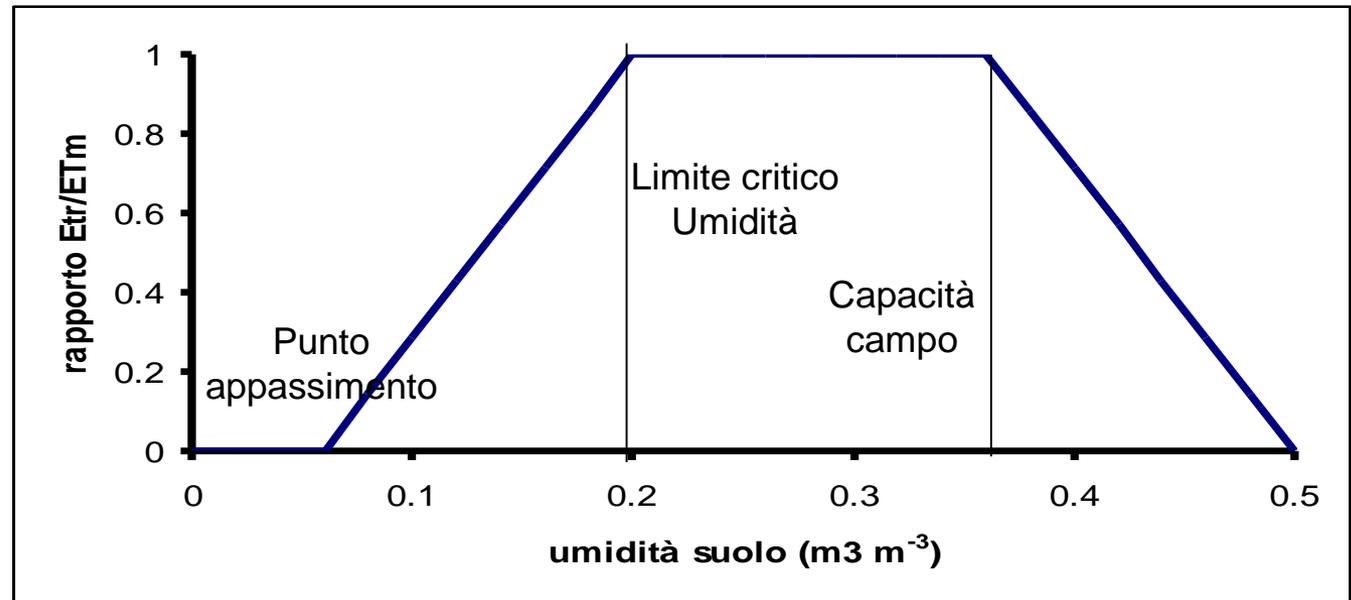
Per calcolare l'evapotraspirazione massima sono disponibili i coefficienti colturali K_c , che moltiplicati per l'ETP danno una stima dell'ETM. Essi variano in funzione della coltura e dello stadio di sviluppo della stessa. In linea di massima dipendono dal LAI della coltura.

Coefficienti colturali

Generalized crop coefficient curve for the single crop coefficient approach



Riduzione di assorbimento di acqua dovuto a carenza idrica nel suolo



➤ 1° livello

Al di sotto di un limite critico la pianta riduce la traspirazione linearmente, fino a 0 al punto di appassimento

➤ 2° livello:

il limite critico dipende dal rapporto tra E_{Tm} e $Evap$. Caratteristica della coltura: se l' E_{Tm} è alta il limite critico è spostato verso umidità maggiori e viceversa se l' E_{Tm} è bassa

➤ 3° livello:

La quantità di acqua assorbibile dalle radici dipende dal flusso idrico che il terreno consente ponendo un potenziale radicale fisso

Contenuto di acqua del suolo (SWC)

Il contenuto d'acqua nel suolo si esprime come:

- % di acqua in peso rispetto al terreno secco (si estrae un campione con una trivella, lo si pesa e lo si essicca fino a peso costante in stufa a 105 °C)

$$\% \text{H}_2\text{O} = \frac{(\text{peso}_{\text{umido}} - \text{peso}_{\text{secco}})}{\text{peso}_{\text{secco}}} * 100$$

- % di acqua in volume θ (si può ottenere pesando bagnato e dopo essiccamento in stufa un volume noto di suolo, con gli stessi cilindretti usati per la massa volumica apparente)

$$\% \text{H}_2\text{O vol} = \frac{\text{peso}_{\text{umido}} - \text{peso}_{\text{secco}}}{\text{Volume}} * 100$$

- In % rispetto alla saturazione = $\theta / \theta_{\text{saturo}}$
utile per confrontare diversi terreni; in prima approssimazione $\theta_{\text{saturo}} = \text{porosità}$; in realtà non è vero, perché non tutta la porosità è riempibile dall'acqua, dell'aria rimane sempre intrappolata nel terreno; $\theta_{\text{saturo}} = 0,98 - 0,70 * \text{porosità}$, usualmente $0,9 * \text{porosità}$

Porosità e massa volumica apparente

- Il terreno può essere visto come un insieme di particelle solide che lasciano tra loro interstizi di forma e dimensione variabile. Il volume dei vuoti, in %, rappresenta la **porosità**.
- Dalla porosità dipendono:
 - movimenti dell'acqua nel suolo
 - movimenti dei gas
 - penetrazione delle radici
 - facilità di lavorazione
- Misura: la misura diretta della porosità è difficile.
Si misura, in genere, la **massa volumica apparente** (o densità apparente) che corrisponde al **peso secco di un'unità di volume del suolo**, spazi vuoti compresi
La densità assoluta di un suolo (cioè il peso specifico, non considerando i vuoti) è abbastanza costante e vale 2,6 - 2,65 t m⁻³. Fanno eccezione terreni umiferi (perché l'humus ha densità reale di circa 1,2) e quelli fortemente ferrosi (l'ematite ha densità circa 5)
- Quindi la porosità si può calcolare:

$$(2.65 - \text{densità apparente})/2.65$$

Potenziale dell'acqua nel suolo

Il potenziale dell'acqua (Ψ) è l'energia per unità di massa o volume di acqua in un sistema, in rapporto a quella dell'acqua libera. Generalmente occorre lavoro per estrarre dell'acqua dal suolo e quindi il potenziale è negativo.

- Rispetto alla massa il potenziale si esprime il J/kg
- Rispetto al volume in J m^{-3} . Siccome la massa di 1 m^3 di acqua è circa 1000 kg, $1 \text{ J/m}^3 = 1000 \text{ J/kg}$
- Siccome $L = F \cdot S$; allora $\text{J/m}^3 = \text{Newton/m}^2$ che rappresentano una pressione e si esprimono in **Pascal (unità del S.I.)**. Normalmente si usano i KPa.
- Altra espressione è in Bar ($1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa} = 100 \text{ KPa}$).
- I potenziali sono spesso espressi come altezza di una colonna d'acqua. Approssimativamente $1 \text{ KPa} = 10 \text{ cm}$ di colonna d'acqua (esattamente $\text{cm } 10.2$)

Sarebbe meglio usare i J/kg, poiché la massa dell'acqua non cambia, mentre il volume dell'acqua cambia (anche se di poco) con pressione e temperatura

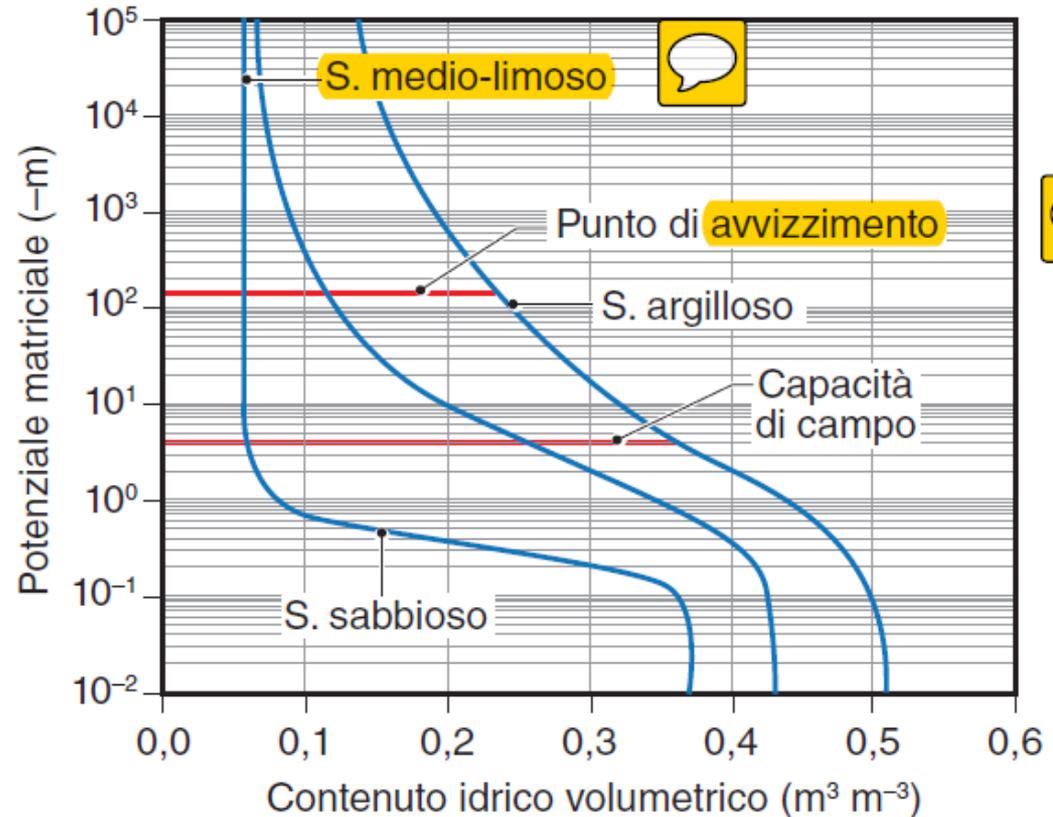
Spesso il potenziale è indicato anche come pF: logaritmo della tensione espressa in millibar, trascurando il segno

Curve tensiometriche

Molte funzioni sono state proposte per correlare il potenziale matriciale all'umidità del suolo. Tutte sono caratterizzate da alta non linearità. Tra queste la funzione di Campbell (la più semplice, ma in gran parte dei terreni con ottima aderenza ai dati misurati):

$$\psi = a(\theta/\theta_{\text{sat}})^{-b}$$

a è il valore di tensione a cui l'aria può cominciare a entrare nel suolo, b è un parametro empirico



Andiamo a vedere:

<http://seki.webmasters.gr.jp/swrc/>

Conducibilità idrica

E' l'altezza d'acqua (cm h⁻¹ e mm d⁻¹ le espressioni più comuni, m s⁻¹ più corretta) che si muove in una sezione di suolo nell'unità di tempo. Il valore è massimo con terreno alla saturazione (K_s, conducibilità idrica alla saturazione) e decresce rapidamente al diminuire dell'umidità. La K_s è estremamente variabile, da 0,1 a 100 cm h⁻¹ secondo la tipologia di suolo, è massima nei suoli sabbiosi e minima in quelli argillosi. E' estremamente variabile nello spazio, con variazioni di 2-3 ordini di grandezza. Difficile trovare dipendenze di K_s dalla granulometria: la presenza di crepe, macropori dovuti a radici e lombrichi ecc.

Espressioni del variare di K in funzione del contenuto idrico o della tensione sono le seguenti (Campbell, Brooks e Corey)

$$K=K_s(\theta/\theta_s)^{2b+3} \quad \text{e} \quad K=K_s(\psi_e/\psi)^{2+3/b}$$

b è lo stesso b della relazione $\theta - \psi$ e $\psi_e =$ air entry value

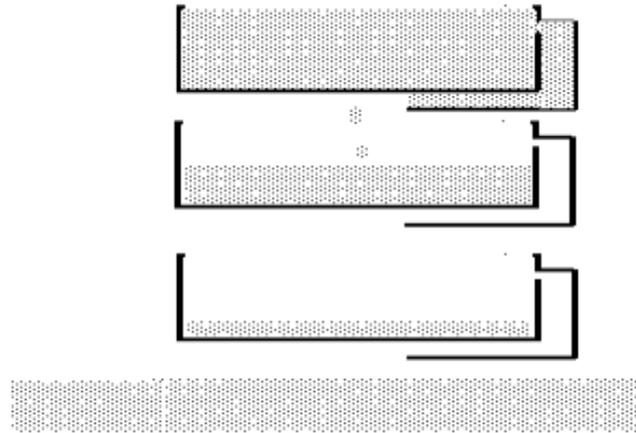
Le funzioni indicano che la conducibilità decresce più rapidamente in terreni sabbiosi (anche se hanno K_s più alta, a è più negativo e b è più grande) che in terreni argillosi

La funzione di VanGenuchten-Mualem, forse la più applicata

$$K(\theta) = K_{\text{sat}} \left(\frac{\theta - \theta_{\text{res}}}{\theta_{\text{sat}} - \theta_{\text{res}}} \right)^\lambda \times \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_{\text{res}}}{\theta_{\text{sat}} - \theta_{\text{res}}} \right)^{n/(n-1)} \right)^{(n-1)/n} \right]^2$$

Il modello a serbatoi

Il modello a serbatoi (cascading o tipping bucket model) è stato sviluppato per esigenze di semplicità suppone la divisione del terreno in strati omogenei; l'acqua passa da uno strato all'altro solo quando lo strato sovrastante ha superato la capacità di campo.



- Pregi
 - modello molto semplice numericamente
 - richiede pochi parametri
 - simulazioni discrete in terreni omogenei
- Difetti
 - Non funziona per nulla in presenza di falda e in terreni stratificati

Modello a serbatoi

- Adottato da CERES ([Ritchie and Otter, 1985](#)), GLEAMS ([Knisel and Davies, 1999](#)), EPIC ([Williams et al., 1989](#)), SUCROS ([Spitters et al., 1989](#)), WOFOST ([Boogaard et al., 1998](#)). Altri modelli (e.g. CropSyst) offrono alternative tra il modello a serbatoi e approcci più fisicamente basati.

- Il flusso in uscita da un generic strato S_i ($W_{out}(i)$) in mm d^{-1} è

$$W_{out}(i) = \max\{0, W_{in}(i) - 1000 LTH_i [FC(i) - SWC(i)] - Transp(i) - Evap(i)\}$$

- E il nuovo contenuto idrico $SWC(i)_{t+1}$ (m^3m^{-3}) è

$$SWC(i)_{t+1} = FC(i) \quad \text{if } W_{out}(i) \geq 0$$

$$SWC(i)_{t+1} = SWC(i) + \frac{W_{in}(i)}{1000LTH_i} - \frac{Transp(i)}{1000LHT_i} - \frac{Evap(i)}{1000LHT_i}$$

- Dove: $W_{in}(i)$ = acqua in ingresso in S_i (mm d^{-1}) (pioggia netta se $i=1$);
- LTH_i spessore di S_i (m);
- $FC(i)$ = capacità di campo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$);
- $SWC(i)$ = contenuto attuale di acqua ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$);
- $Evap(i)$ (mm d^{-1}) = altezza di acqua evaporata;
- $Transp(i)$ (mm d^{-1}) = altezza di acqua prelevata dalle radici;

Modello a serbatoi: pregi e difetti

■ PREGI

- Semplicità di calcolo
- Utile per programmazione irrigua in particolare per colture con radici superficiali, dove a seguito delle lavorazioni il terreno è omogeneo.
- Time step giornaliero
- Richiede solo la stima della CC e del PA.

■ Difetti

- Poco adatto per simulare il trasporto di soluti
- Poco adatto dove occorre simulare fenomeni legati alla microbiologia del terreno, in particolare denitrificazione, in quanto non è possibile superare il valore di capacità di campo.
- Non può «segnalare» ristagni idrici

Modello a serbatoi migliorato (travel time)

$$W_{out}(i) = \max\{0, W_{in}(i) - 1000LTH_i[FC(i) - SWC(i)] - Transp(i) - Evap(i)\} * (1 - \exp\left[\frac{-\Delta t}{TT_{perc}}\right])$$

$$TT_{perc} = \frac{SAT_b - FC_b}{K_{sat}}$$

- L'acqua «va più piano» a trasferirsi tra gli strati, si può superare la CC
- Calcolo molto rapido, permette contenuti superiori alla CC, nel complesso meglio del cascading classico

Movimento dell'acqua nel terreno (base fisica)

- L'acqua nel terreno si muove da punti a potenziale più basso (meno negativo) a punti a potenziale più alto (più negativi) a una velocità determinata dal gradiente di potenziale e dalla conducibilità, ovviamente conservando la massa.
- Il flusso segue la legge di Darcy (generalizzata):

$$Q(\text{flusso}) = K(\psi) d\psi/dz;$$

cioè il flusso è uguale alla conducibilità al potenziale ψ per il gradiente di potenziale in funzione dello spazio (sarebbe un gradiente in 3 dimensioni, per semplicità qui si fa riferimento a moto unidimensionale verticale)

poiché il fenomeno avviene in maniera variabile nel tempo (con l'apporto o l'allontanamento di acqua e con i suoi movimenti) lo stato del sistema non è stazionario. L'equazione di continuità asserisce:

$$d\theta/dt = dQ/dz$$

quindi si può sostituire nell'equazione di continuità il Q ottenuto dalla legge di Darcy:

$$d\theta/dt = d(K(\psi) d\psi/dz)/dz$$

che è l'equazione di RICHARDS

se si assume una relazione $\theta - \psi$ allora si può avere una sola incognita (θ o ψ)

Solving the Richards' equation

- Il suolo può avere acqua libera in superficie oppure no (passaggio da infiltrazione a evaporazione)
- Il transiente di acqua può essere molto rapido (cura nella discretizzazione del time step, può andare da secondi a 2 ore)
- Occorre una cura nella discretizzazione della risoluzione spaziale del suolo (specie quando ci sono discontinuità tessiturali)
- Presenza di falda (anche temporanea) nel profilo e tensioni =0 o positive
- Occorrerebbe considerare l'isteresi delle curve tensiometriche e di conducibilità
- Non rappresenta il flusso nei macropori (ma si possono accoppiare 2 solver dell'equazione, per 2 domini di flusso, uno matriciale e uno nei macropori e un meccanismo di diffusione dell'acqua dai macropori alla matrice)

Pregi e difetti dell'equazione di Richards

PREGI

- Processo con buona descrizione fisica
- può considerare diverse condizioni di contorno (superficie con lama d'acqua, presenza di falda, lisimetro)
- Risultati di simulazione di umidità e tensioni misurate buoni anche in terreni stratificati
- Buone stime della percolazione

DIFETTI

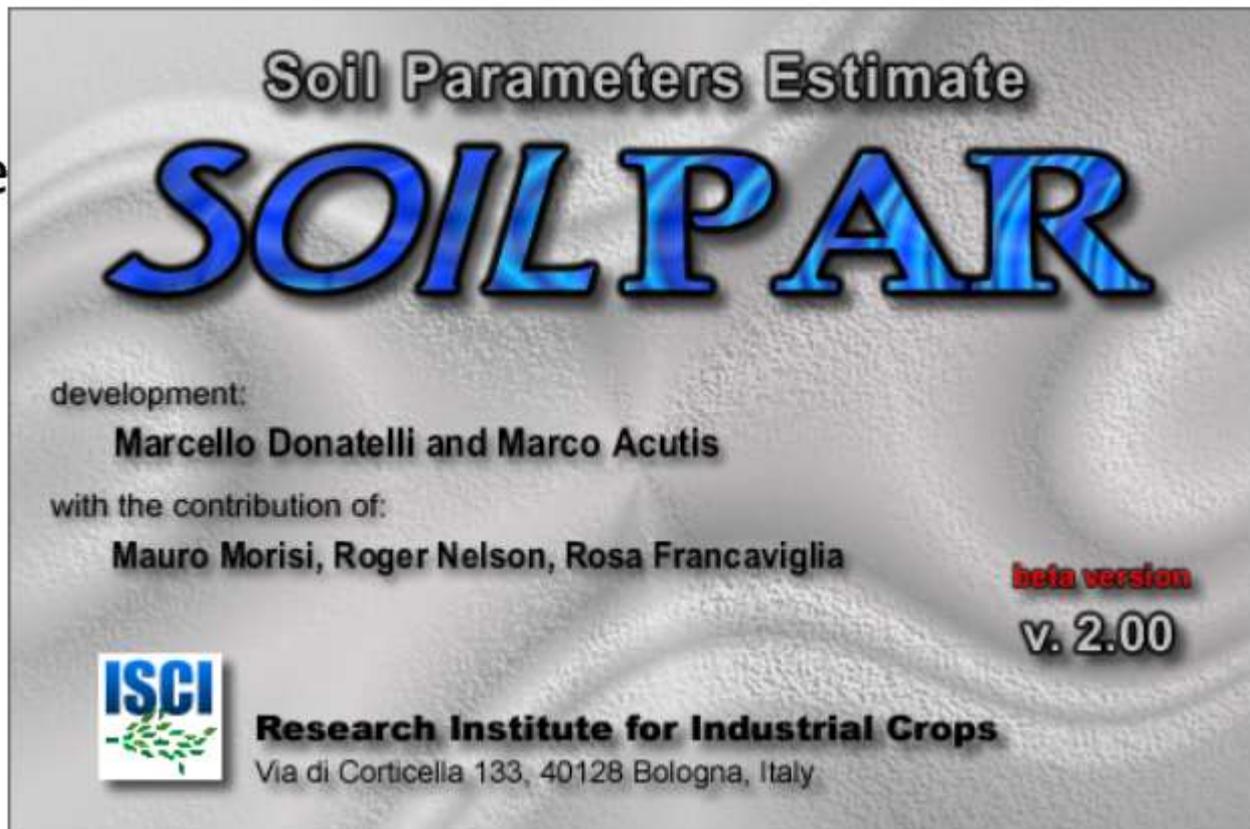
- Soluzione analitica possibile solo in casi particolari
- difficoltà di soluzione numerica
- tempi di calcolo lunghi
- non considera la macroporosità e quindi i flussi preferenziali
- non considera l'isteresi nelle curve tensiometriche
- **difficoltà di parametrizzazione: difficile acquisire dati su conducibilità non satura**

Nel complesso è un ottimo trattamento del problema

Acquisire i dati necessari

Pedotransfer

translating data we have into what we need. (Johan Bouma)



The image shows the cover of a software manual for 'Soil Parameters Estimate'. The title 'SOILPAR' is prominently displayed in large, blue, stylized letters with a 3D effect. Above it, the subtitle 'Soil Parameters Estimate' is written in a smaller, black font. Below the title, the text 'development: Marcello Donatelli and Marco Acutis' is listed. Further down, it says 'with the contribution of: Mauro Morisi, Roger Nelson, Rosa Francaviglia'. In the bottom right corner, it indicates 'beta version v. 2.00'. At the bottom left, there is a logo for 'ISCI' (Research Institute for Industrial Crops) with a green leaf graphic, and the address 'Via di Corticella 133, 40128 Bologna, Italy'.

Soil Parameters Estimate

SOILPAR

development:
Marcello Donatelli and Marco Acutis

with the contribution of:
Mauro Morisi, Roger Nelson, Rosa Francaviglia

beta version
v. 2.00

ISCI
Research Institute for Industrial Crops
Via di Corticella 133, 40128 Bologna, Italy

Prelievo di acqua delle radici

- 1) ottenere la richiesta di acqua da parte della pianta (e quella evaporativa) per ogni strato di terreno.
- 2) verificare se lo strato di suolo può rispondere alla richiesta di acqua
- 3) se la disponibilità idrica di uno strato è insufficiente mettere in atto eventuali meccanismi di compensazione in caso sia presente acqua disponibile in altri strati di suolo

Prelievo di acqua delle radici

Suddivisione dell'evapotraspirazione massima in
componente evaporativa e traspirativa
Proporzionale all'energia che giunge al suolo
($T = ET * e^{-kLAI}$)
($E = 1 - T$)



- Determinare la profondità di evaporazione
- Verificare se l'acqua disponibile può ottemperare alla richiesta
- Determinare l'evaporazione effettiva

- Suddividere la richiesta traspirativa in funzione dello strato interessato
- Verifica se l'acqua disponibile può ottemperare alla richiesta
- Messa in atto di eventuali meccanismi di compensazione
- Determinazione della traspirazione effettiva

EVAPORAZIONE

$$EvapSoilAct = EvapSoilPot \cdot \left(\frac{SWC - ADWC}{WP - ADWC} \right)^2$$

EVAPORAZIONE SECONDO CROPSYST

CS tiene una profondità fissa di 10 cm per l'evaporazione

Evaporazione
massima=

5mm d-1

Contenuto idrico	Evaporazione effettiva
0.2	5.0
0.19	5.0
0.18	5.0
0.17	5.0
0.16	5.0
0.15	5.0
0.14	5.0
0.13	5.0
0.12	5.0
0.11	3.8
0.1	2.8
0.09	2.0
0.08	1.3
0.07	0.7
0.06	0.3
0.05	0.1
0.04	0.0
0.03	0.0
0.02	0.0
0.01	0.0
0	0.0

Punto appassimento

secco all'aria (1/3 del
PA)

Evaporazione effettiva



Per un approccio più esauriente vedasi:

http://download.cassandralab.com/soilw/soilw_help/UNIMI.SoilW_help.html?Abstract.htm

Water Uptake delle colture es EPIC.

- EPIC usa la traspirazione massima, profondità radicale e usa un parametro empirico per la distribuzione delle radici. Se l'acqua disponibile è superior al 25% dell'AWC allora:

$$U_i = \left[\frac{T_{\max}}{1 - \exp(-\Lambda)} \right] \left\{ 1 - \exp \left[-\Lambda \left(\frac{D_i}{D_{rz}} \right) \right] \right\} - \sum_{k=1}^{i-1} U_k$$

- where Tmax is the crop transpiration (mm d⁻¹), Di is the depth from the soil surface to the bottom of the layer i (m), Drz is the root zone depth (m), Uk is the water uptake for all layers above layer i (mm d⁻¹), Λ is the a water extraction distribution parameter (unitless).
- Al di sotto del 25% della AWC:

$$U_i = U_i \exp \left\{ 5 \left[4 \left(\frac{\theta_i - \theta_{pwpi}}{\theta_{fci} - \theta_{pwpi}} \right) - 1 \right] \right\} \quad U = \sum U_i$$

- θfci è la capacità di campo (m³ m⁻³), θpwpi è il punto di appassimento (m³ m⁻³) and θi è SWC (m³ m⁻³).

Ruscellamento superficiale.

- Curve number: dati giornalieri
- Infiltration process+Kinematik wawe: dati almeno orari

**Grazie per
l'attenzione.**

