

# CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION ACTUELLE DES CULTURES

par L. SINE

Faculté des Sciences Agronomiques de l'Etat, Department du Génie Rural, Gembloux, Belgique.

## 1. INTRODUCTION.

Lorsqu'on étudie l'économie en eau d'un système d'irrigation, on utilise la notion de « rendement » définie par le rapport

$$\text{rendement} = \frac{\text{eau évapotranspirée par la culture}}{\text{eau donnée par irrigation}}$$

Implicitement, ceci signifie que les deux termes de la fraction sont connus.

Si le dénominateur peut être déterminé relativement facilement, il n'en n'est pas de même pour le numérateur.

Les connaissances insuffisantes en matière d'évaluation d'évapotranspiration actuelle des cultures sont, à notre avis, une des causes des divergences d'opinion que l'on rencontre actuellement, lorsque l'on compare entre elles du point de vue de leur rendement hydraulique, différentes méthodes d'irrigation.

Certaines publications récentes et les applications qui sont faites au niveau de différentes stations de Recherche, spécialement aux U.S.A., en Europe occidentale et en Afrique du Nord, permettent de mieux situer ce problème.

Nous traitons, ci-après, une synthèse de ces recherches en vue d'en déduire, pour le praticien une prédiction des besoins en eau d'irrigation.

## 2. DEFINITIONS ET TERMINOLOGIE.

Il importe de définir avec précision les grandeurs que nous allons utiliser:

- évapotranspiration potentielle E T P
- évapotranspiration maximum d'une culture E T M
- évapotranspiration réelle ou actuelle d'une culture E T A.

### 3. NOTIONS D'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE E.T.P.

Nous utilisons comme définition de l'évapotranspiration potentielle, les pertes en eau, par évaporation ou transpiration, d'une végétation, pour autant que celle-ci:

- recouvre totalement le sol
- soit en période active de croissance
- ne soit pas limitée au point de vue approvisionnement en eau du sol.

Signalons ici que nous ne faisons pas entrer dans cette définition la notion d'absence d'effet d'aduction, ou d'étendue indéfinie.

### 4. NOTIONS D'EVAPOTRANSPIRATION MAXIMUM E.T.M.

Lorsqu'une culture, spécialement une culture annuelle pour prendre un exemple typique, se développe normalement, sans qu'il y ait freinage du phénomène de transpiration par manque d'eau dans le sol, cette culture renvoie dans l'atmosphère, sous forme de vapeur, une hauteur d'eau appelée évapotranspiration maximum. Cette hauteur est, en principe, inférieure à l'évapotranspiration potentielle pendant la période juvénile de la croissance, lorsque la couverture du sol par la végétation n'est pas suffisamment importante. A partir de d'instant où cette couverture devient suffisante, et pour autant que l'approvisionnement en eau soit adéquat, la culture évapotranspire au rythme de l'Evapotranspiration potentielle.

Pour certaines cultures, en fin de période végétative, il se produit un phénomène de sénilité de l'appareillage foliaire et on constate à nouveau une consommation E T M inférieure à E T P .

L'allure théorique des relations E T M et E T P est représentée à la figure 1.

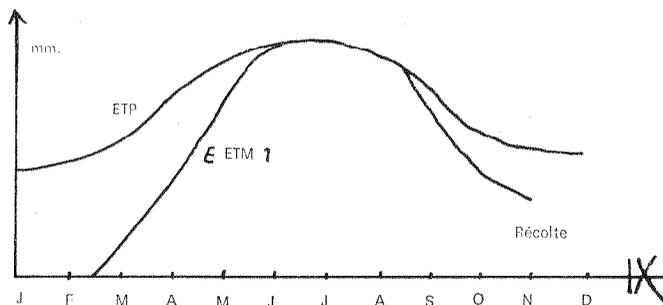


Figure 1

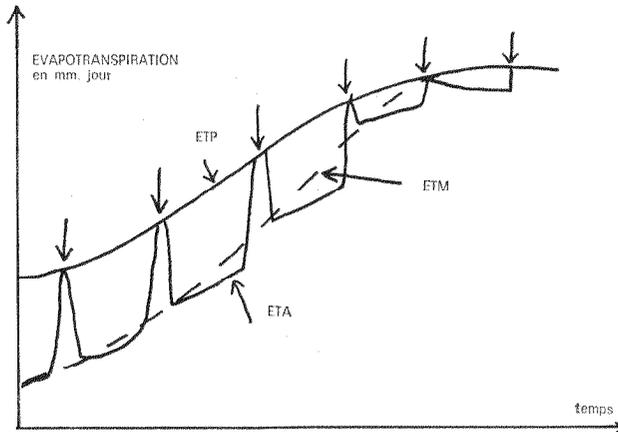


Figure 2

Il faut noter que même pour des pelouses, utilisées comme végétation de référence pour la détermination de l'évapotranspiration potentielle à partir de lysimètres, on peut rencontrer ce phénomène de vieillissement de l'appareillage foliaire. C'est le cas pour un gazon comme le *Paspalum notatum*, en Afrique Centrale, lors des périodes de froid se produisant en saison sèche. Cela peut être le cas pour d'autres pelouses en Afrique du Nord. Ce phénomène, s'il n'est pas décelé, peut aboutir à des constatations erronées en matière de mesure de l'E.T.P. C'est l'appareillage de mesure qui ne répond plus aux critères de la définition.

Dans chaque situation et pour chaque végétation il importe de vérifier si cette situation existe. Il sera parfois nécessaire de recourir à deux types de végétation plantés sur des lysimètres différents: une végétation hivernale et une végétation estivale.

##### 5. ÉVAPOTRANSPIRATION REELLE E.T.R.

Elle caractérise les pertes en eau d'une végétation conduite sans ou avec irrigation.

Selon le degré de couverture du sol, elle peut être supérieure, égale ou inférieure à E.T.M.

Considérons l'exemple d'une culture de maïs ou de sorgho semée en début de printemps alors que la saison pluvieuse n'est pas terminée.

L'observation des consommations en eau prend l'allure de la figure 2 (cf expériences de RITCHIE et BURNETTE, *Agronomy Journal* 1971, Vol. 63 pp. 56-62, 1972 Vol. 64 pp. 164-176).

L'interprétation de ce schéma est la suivante:

Lorsque la végétation couvre insuffisamment le sol, une partie de l'évapotranspiration résulte de l'évaporation directe du sol nu. Or un sol nu, humidifié jusqu'à la capacité de rétention FC, par une pluie ou une irrigation, perd de l'eau en deux phases.

Au cours d'une première phase, le sol s'assèche à la vitesse de l'évapotranspiration potentielle c'est à dire en fonction du pouvoir évaporant de l'atmosphère, donnée climatique.

Au cours d'une seconde phase, le sol s'assèche en fonction de ses propriétés de conductivité capillaire, proportionnellement à la racine carrée du temps et indépendamment du pouvoir évaporant de l'atmosphère. La grandeur ETA, supérieure à ETM au cours de la première phase, diminue progressivement jusqu'à la prochaine pluie ou irrigation.

Ce phénomène n'existe plus en cas de couverture suffisante, c'est à dire lorsque ETM égale ETP.

Durant cette période, toute valeur ETA inférieure à ETP=ETM provient d'un freinage lié à l'approvisionnement en eau du sol.

## 6. MESURE DE L'EVAPOTRANSPIRATION.

Elle se réalise par la méthode du bilan hydrique d'une couche du sol.

Pour une période de temps déterminée, on écrit:

$$ET = P - R - D - \Delta S$$

formule dans laquelle, et pour la période envisagée:

ET : hauteur évapotranspirée

P : hauteur de précipitation ou d'irrigation

R : hauteur éliminée par ruissellement superficiel

D : hauteur drainée par percolation, à la partie inférieure de la couche de sol envisagée

$\Delta S$  : modification du stock hydrique de la couche de sol.

En général, on recourt à des lysimètres ou à des installations in situ.

Les modifications  $\Delta S$  sont appréciées par la détermination des profils hydriques au début et à la fin de la période. On recourt habituellement à une sonde à neutrons. Le plus souvent, on choisit des périodes de temps assez longues pour négliger  $\Delta S$ , ou on s'arrange pour que  $\Delta S$  soit faible (arrosages fréquents lors de la mesure de ETP). On peut aussi recourir à des lysimètres pesables qui enregistrent directement  $P - R$  et  $\Delta S$ .

Pour les mesures in situ, on mesure séparément P, R,  $\Delta S$  (par sondes à neutrons) et on apprécie D à partir des concepts hydrodynamiques des milieux non saturés.

En conclusion, la mesure directe de ET n'est pas facile, sauf dans le cas particulier de ETP. On conçoit donc tout l'intérêt de mettre au point des méthodes indirectes d'évaluation de ETM et ETA.

## 7. MESURE DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.

Elle se fait à partir de simples lysimètres d'une surface comprise entre 1 et 3 à 4 m<sup>2</sup>, recouverts d'une pelouse active, tondu assez court et alimentée fréquemment en eau.

On s'arrange pour maintenir la couche de sol du lysimètre (1 m d'épaisseur au moins) à une teneur en humidité proche de la saturation.

Jusque il y a quelques années, on insistait beaucoup sur la nécessité de placer le lysimètre au sein d'une vaste pelouse de même nature, elle-même parfaitement alimentée en eau, ceci en vue de réduire les « effets d'oasis ». Certaines considérations théoriques (BOUCHET, Journées de l'Hydraulique 1974) ou expérimentales (BUTTOR, Journal of Hydrology 1974) semblent démontrer que ces exigences théoriques sont superflues et qu'une installation dans une pelouse de quelques dizaines de m<sup>2</sup>, entretenue uniformément soit une condition suffisante (sur le plan des exigences techniques du Génie Rural).

En général, on trouve, dans la plupart des stations météorologiques de premier ordre, des valeurs de l'évapotranspiration potentielle du gazon, données par décades ou par mois et pour des périodes plus ou moins longues, selon les pays.

Nous insistons sur le fait qu'il y a lieu de vérifier, personnellement, que le gazon qui recouvre les lysimètres sont, constamment:

- en couverture totale
- en période active de croissance.

En conclusion, remarquons que la fonctionnement correct d'un lysimètre qui indique, en principe, l'évapotranspiration potentielle, n'est pas aussi facile à réaliser qu'on pourrait se l'imaginer, à première vue.

## 8. EVALUATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE PAR LA METHODE DE PENMAN.

En 1948, PENMAN (Proc. Roy. Soc. A 193 pp. 120-145) publie un article sur l'évaporation des nappes d'eau libre qui est à la base de toutes les méthodes modernes d'évaluation de l'évapotranspiration potentielle.

Il part des relations relatives à une nappe d'eau libre et étendue ultérieurement à une végétation (VAN BAVEL, 1966, Water Resources Research pp. 455-477)

$$R_N = K + LE + G + P \quad (1)$$

$$E = (A + Bu) (e_s - e_a) \quad (2)$$

$$K = a \cdot \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \cdot LE \quad (3)$$

dans lesquelles et pour une période déterminée:

**E** : évapotranspiration de la surface envisagée

**K** : transfert de calories vers l'atmosphère

**R<sub>N</sub>** : rayonnement net absorbé par la surface

**G** : transfert de calories dans le sol

**P** : énergie calorifique utilisée pour la photosynthèse

**T<sub>s</sub>** et **T<sub>a</sub>** : température de la surface évapotranspirante et de l'air

**e<sub>s</sub>** et **e<sub>a</sub>** : tension de vapeur à la surface évapotranspirante et dans l'air

**L** : chaleur latente de vaporisation

**u** : vitesse du vent

**A** et **B** : coefficients numériques relatifs aux transferts hydrodynamiques

**a** : coefficient psychrométrique.

La loi (1) traduit le bilan radiatif en émettant l'hypothèse que la surface évapotranspirante (surface foliaire et sol découvert) soit de faible épaisseur, au point de vue stockage calorifique. Cette loi se traduit par le schéma de la figure 3.

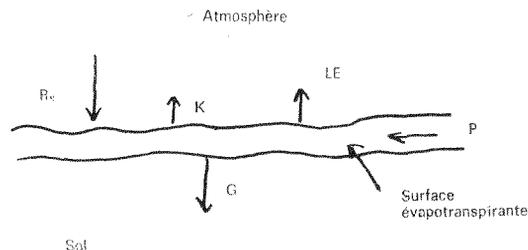


Figure 3

En pratique, la grandeur  $P$  est négligeable devant  $R_N$ ,  $K$  et  $LE$  (3 à 4% de  $R_N$ ).

En outre, et pour des périodes de temps suffisamment longues (sept jours ou dix jours), on peut négliger  $G$  devant  $K$  et  $LE$ .

On écrit donc l'équation (1) sous la forme simplifiée:

$$R_N = K + LE \quad (1 a)$$

L'équation (2) traduit la loi de DALTON.

Pour des conditions d'évapotranspiration potentielle et, à priori pour des nappes d'eau libre:

$$e_s = e'_s \quad (4)$$

$e'_s$  étant la tension de vapeur saturante à la température de surface  $T_s$ .

Les coefficients empiriques  $A$  et  $B$  ont été déterminés expérimentalement par de nombreux chercheurs.

En expérimentant sur des bacs évaporométriques standards (type Weather Bureau) placés au dessus du sol ou enterrés, on aboutit à des valeurs qui se rapprochent toujours, plus ou moins des valeurs de PENMAN (1948) ou de ROTWER (1932), Bulletin technique USDA).

Citons les valeurs proposées par PENMAN:

$$E = (0,35 \text{ ou } 0,175 + 0,184 U_2)(e'_s - e_a) \quad (2 a)$$

dans laquelle:

$E$  est exprimé en mm par jour

$e'_s$  et  $e_a$  sont en mm Hg

$U_2$  : est la vitesse du vent mesurée à 2 m au dessus du sol et exprimée en m. sec.

La relation (2 a) est suffisante pour les besoins de la pratique. Le coefficient  $A$  de la formule  $A + Bu_2$  pourrait, lorsqu'on dispose d'informations suffisantes, être adaptée aux circonstances locales.

La loi (3) traduit l'analogie de REYNOLDS pour les transferts de quantité de mouvement, de chaleur et de vapeur. Elle implique que les profils verticaux thermiques, de vitesses et de vapeur sont identiques, sur une distance suffisante, le long de la direction du vent (absence d'effet d'oasis).

La grandeur  $a$  est égale à  $0,5 \text{ mm Hg}^\circ\text{C}^{-1}$  pour une pression atmosphérique de 760 mm de Hg et une température  $T_a$  voisine de  $20^\circ\text{C}$ .

La grandeur  $L$  est prise égale à 590 calories par grammes.

La combinaison des équations (1 a), (2 a), (3) et (4) fournit la formule de PENMAN.

$$\text{ETP} = \frac{\frac{d R_N}{0,59} + a(0,175 \text{ ou } 0,35 + 0,184 U_2)(e'_a - e_a)}{d+a} \quad (5)$$

dans laquelle:

E est exprimé en mm par jour

$e'_a$  est la tension de vapeur saturante à la température de l'air  $T_a$  en mm Hg

$d = \frac{de'}{dT}$  : dérivée de la loi de tension de vapeur saturante de l'eau libre

$e'$  en fonction de la température; cette dérivée est exprimée en mm Hg °C<sup>-1</sup>.

## 9. LE CALCUL DE LA FORMULE DE PENMAN.

Les stations météorologiques de première importance fournissent, traditionnellement, les valeurs moyennes décadaires des grandeurs  $e_a$ ,  $T_a$  et  $U_2$ . On peut donc en déduire les valeurs de  $d$  et de  $e'_a$ .

En outre quelques stations fournissent une grandeur concernant le rayonnement, appelé « rayonnement global  $R_g$  ». Cette grandeur est l'énergie rayonnante en provenance du ciel, dans la gamme de radiations du spectre solaire (visible et proche infrarouge).

Le rayonnement net  $R_N$  est lié au rayonnement global par la relation:

$$R_N = (1 - r) R_g - R_b \quad (6)$$

dans laquelle  $r$  est l'albedo de la surface envisagée vis à vis du rayonnement global (ou de courte longueur d'onde) et  $R_b$  est le bilan radiatif de grande longueur d'onde (ou rayonnement thermique) de la surface envisagée.

La grandeur  $r$  varie suivant la nature de la surface et l'angle d'incidence des rayons lumineux. Les ordres de grandeurs sont cités dans la littérature spécialisée. On utilise en général des valeurs comprises entre 0,05 (eau libre) ou 0,23 — 0,25 (végétation active).

Le rayonnement thermique  $R_b$  est obtenu à partir de la loi de STEFAN et d'une évaluation empirique du contre rayonnement atmosphérique via une relation du type suivant, due à BRUNT et relative à des périodes de 24 heures.

$$R_b = \varepsilon \sigma T^4 (0,56 - 0,092 a) : b + (1 - b) \frac{n}{N} \quad (7)$$

dans laquelle:

$\varepsilon$  : pouvoir émissif de la surface ( $\pm 0,95$  à  $0,98$ )

$\sigma$  : constante de STEFAN BOLTZMANN =  $1,18 \cdot 10^{-7}$

$e_a$  : tension de vapeur de l'air en mm Hg

$T$  : température absolue en ° Kelvin

$R_b$  : rayonnement thermique journalier cal par  $\text{cm}^{-2}$  jour $^{-1}$

$\frac{n}{N}$  : insolation relative

$b$  : coefficient numérique obtenu empiriquement. On utilise souvent des valeurs de  $a$  voisines de  $0,1$  ou  $0,2$ .

L'importance relative des termes  $R_b$  et  $R_g$  varie selon le type de climat. Elle doit être déterminée localement. En Belgique, le rayonnement thermique est relativement important, en moyenne supérieur au rayonnement net  $R_N$ .

Pour ce qui concerne l'évaluation de  $R_g$  aux points (les plus nombreux) où cette valeur ne fait l'objet d'aucune mesure, on se sert de la formule empirique d'Angström qui s'écrit:

$$R_g = R_{go} \left( \alpha + \beta \frac{n}{N} \right) \quad (8)$$

dans laquelle la grandeur  $R_{go}$  est soit le rayonnement par jour serein soit le rayonnement d'une surface horizontale à la limite de l'atmosphère, et sont

des coefficients déduits des expressions empiriques entre  $\frac{R_g}{R_{go}}$  et  $\frac{n}{N}$ . Ils

sont calculés localement. Ils ont fait l'objet de publications pour certains pays. Nous avons été amenés à les évaluer pour d'autres.

Pour la Belgique,  $R_{go}$  représentant le rayonnement d'un jour serein (fourni par une courbe empirique fonction de la décade)

$$\alpha = 0,15$$

$$\beta = 0,85$$

Lorsque  $R_{g0}$  représente le rayonnement à la limite de l'atmosphère, on utilise souvent:

$$\alpha = 0,23$$

$$\beta = 0,48$$

Dans ce cas il ne dépend que de la latitude et de la décade et est fourni dans les tables météorologiques.

Il est, dans ce cas, facile de vérifier localement la valeur des coefficients.

#### 10. REMARQUES QUANT AU CHOIX DES COEFFICIENTS.

Les résultats des calculs montrent que ETP est directement influencé par  $R_N$ . Toute erreur sur l'albedo et sur l'évaluation de  $R_N$  se répercute directement sur ETP.

Par contre, toute erreur relative à la fonction de transfert  $A + Bu_2$  et à la différence  $e'_a - e_a$  influence beaucoup moins la valeur de LE.

Ceci est dû au fait que, dans la formule (4) le terme  $\frac{d}{d+a} \frac{R_N}{59}$  est re-

lativement beaucoup plus important que le terme  $\frac{a}{d+a} (A + Bu_2) (e'_a - e_a)$ .

Pour la Belgique, la valeur moyenne de ce rapport est de l'ordre de 10 à 15. Cette valeur peut, dans des climats arides, être beaucoup plus faible (1,5 à 2 pour les expériences australiennes de la côte Nord en bordure de désert, pour lesquelles la grandeur  $K$  est négative et égale à  $-0,2 R_N$ ) (MAC ILROY et ANGUS).

Il faut tenir compte de toutes ces remarques lorsqu'on évalue la précision à laquelle on peut aboutir à la formule (4).

#### 11. L'EVALUATION DE ETP VIA LES BACS EVAPOROMETRIQUES.

En raison de la difficulté pratique d'utiliser la méthode combinée on a tendance, suite aux nombreuses observations faites surtout aux U.S.A. à utiliser la relation semi-empirique semi-théorique:

$$ETP = C. ETB \quad (9)$$

la grandeur ETW caractérisant l'évaporation d'un bac évaporométrique standard, le plus fréquent étant le bac de Wather Bureau, classe A et le coefficient C étant déterminé empiriquement.

La littérature technique américaine fournit de très nombreuses valeurs de C, dont il est difficile d'extraire une valeur indiscutable, l'intervalle des valeurs citées pouvant être de 0,4 à 1,2. (MUSTONEN et al, Coshocton, 1968).

On cite souvent la relation (PRUILT et al)

$$ETP = 0,8 \text{ ETB}$$

Les articles récents de RICHARDSON et RITCHIE (ASAE 1973 n. 1 pp. 72-77) et de HARGREAVES (ASAE 1974 p. 701) montrent combien cette simplification peut être grossière et combien elle risque d'être influencée:

- par le mode d'installation (bac sur pelouse irriguée ou sur sol nu
- par la période de l'année.

Nous avons également noté une forte variation mensuelle pour 4 années d'observation au Maroc (Travail en cours).

Nous croyons donc, formellement, devoir recommander un tarage local du coefficient C avant de recourir à la méthode en pleine sécurité.

Il n'en reste pas moins vrai que cette technique est, pour les praticiens, la plus facile. Il est beaucoup plus simple de faire fonctionner correctement un bac évaporométrique qu'un lysimètre recouvert de végétation, que l'on souhaite conduire en évapotranspiration potentielle.

## 12. L'EVALUATION DE ETP VIA DES RELATIONS EMPIRIQUES.

Il y a quelques 10 à 20 ans on recourait à des corrélations entre l'évapotranspiration potentielle et la température moyenne, celle-ci étant ou non affectée d'un coefficient de pondération (formules de THORNTHWAITE, formule de BLANOY-GRIDDLE). Actuellement, on préfère utiliser comme variable principale le rayonnement net ou le rayonnement global, éventuellement affecté d'un coefficient de pondération thermique (formule de TURC).

Toutes ces formules, spécialement celles qui recourent à des valeurs météorologiques simples (rayonnement global, par ex) ont le grand mérite de la simplicité. Les coefficients de repression doivent être déterminés via des observations locales, à notre avis, partir sur une base mensuelle ou, tout au moins saisonnière.

## 13. L'ÉVALUATION DE ETA.

On fait intervenir, au lieu de la relation (4) la relation suivante introduisant la notion de « résistance » de la culture

$$E = \text{ETA} = \frac{e'_s - e_s}{R_c} \quad (10)$$

la grandeur ETP étant définie par la relation (5).

La combinaison des équations (1 a), (2 a), (3) et (10) fournit la « formule combinée généralisée »

$$\text{ETA} = \frac{\frac{d R_N}{0,59} + a(A + Bu_2)(e'_a - e_a)}{d + a [1 + R_c(A + Bu_2)]} \quad (11)$$

Une complication supplémentaire de ces formules permet de tenir compte du phénomène d'interception, apprécié en fonction de la hauteur de précipitation ou d'aspersion.

Il découle des relations ci-dessus et de la nature des facteurs influençant ETA  
 $R_c$ , que le rapport  $\frac{\text{ETA}}{\text{ETP}}$  doit être apprécié en fonction des éléments suivants:

- la couverture végétale
- l'humidité du sol dans la zone des racines
- le stade végétatif de la plante
- les propriétés hydrodynamiques du sol
- le pouvoir évaporant de l'atmosphère.

Divers modèles ont tenté, d'une manière plus ou moins complète, de tenir compte de ces différents facteurs.

Rappelons, à cet égard, le modèle proposé par RIJTEMA (thèse de doctorat, Wageningen 1965). Ce modèle, sur le plan pratique offre de grandes difficultés d'application en raison des imprécisions liées au choix des divers paramètres.

La plupart des modèles utilisés actuellement à des fins d'application directe, sont basés sur une simplification de ces concepts généraux et sup-

posent, implicitement ou explicitement, que le rapport  $\frac{ETA}{ETP}$  est fonction uniquement

- du stage végétatif de la plante
- de l'humidité du sol.

Nous développons ci-après le modèle mis au point par RICHARDSON et RITCHIE (1973) et que nous utilisons pour nos essais à Gembloux.

#### 14. LE MODELE DE RICHARDSON ET RITCHIE.

Le rayonnement net  $R_N$  se décompose en deux parties. La première est interceptée par le sol nu et provoque l'évaporation du sol. La seconde est interceptée par la végétation et provoque la transpiration.

Pour séparer  $R_N$  en ces deux composantes, RITCHIE propose de calculer la réduction de radiation liée au feuillage via l'équation, valable pour  $LAI \leq 3$

$$R_{Ns} = R_N e^{-0,40 LAI} \quad (12)$$

$R_{Ns}$  : rayonnement net, au sol

$R_N$  : rayonnement net incident

LAI : indes foliaire c'est à dire rapport entre surface totale des feuilles et surface horizontale.

##### 14.1. EVAPORATION DU SOL:

Connaissant  $R_{Ns}$ , on calcule l'évaporation potentielle du sol  $EP_s$  par une simplification de l'équation (5) qui s'écrit:

$$EP_s = \frac{d}{d+a} \frac{R_{Ns}}{59} \quad (13)$$

Pour évaluer l'évaporation actuelle du sol  $EA_s$ , on considère deux types de situations:

##### *La situation I:*

L'évaporation se fait à vitesse constante égale à  $EP_s$ . Cette situation dure autant que la quantité évaporée via cette relation ne dépasse pas une valeur critique  $U$ . On écrira donc que l'évaporation actuelle du sol, en situation I, sera  $EA_{sI} = EP_s$ . (14)

*La situation II:*

L'évaporation est liée à la conductivité capillaire du sol et est indépendante de  $EP_s$ . Elle s'exprime par la relation:

$$EA_{s2} = \frac{\alpha}{2 \sqrt{t_2}} \quad (15)$$

dans laquelle  $\alpha$  est une constante numérique et  $t_2$  est l'intervalle de temps depuis le début de la situation II.

Les valeurs de  $U$  et  $\alpha$  doivent se déduire de valeurs expérimentales. RITCHIE les exprime en fonction de la conductivité capillaire à  $pF=2$ .

Lors de nos essais, nous avons préféré déterminer directement  $U$  et  $\alpha$  par observation de profils hydriques, sous sol nu, observés lors d'un processus continu de dessèchement.

Les profils hydriques sont obtenus par voie gravimétrique. Une profondeur de 30 cm est suffisante pour ces déterminations.

*Remarque*

1) Les calculs, programmés sur ordinateur fournissent les valeurs cumulées de  $\varepsilon EA_{s1}$  et  $\varepsilon EA_{s2}$ .

La relation:

$$\varepsilon EA_{s1} = U$$

détermine l'instant, c'est à dire le jour pour lequel on passe de la situation I à la situation II.

2) Lorsque la quantité  $EA_{s2}$  est supérieure à  $EA_{s1}$ , on utilise cette dernière valeur pour le calcul. Il faut alors redéfinir  $t_2$  pour tenir compte de l'évolution de la relation (15).

3) Les jours de pluie ou d'irrigation par aspersion, il faut également redéfinir  $t_2$ . La pluie (déduction faite du ruissellement) ou l'irrigation est retranchée de la valeur  $\varepsilon EA_{s2}$  pour fournir une nouvelle valeur de  $t_2$  qui se déduit de la relation:

$$EA_{s2} - P(\text{ou } I) = \alpha \sqrt{t_2}$$

Si le premier membre de cette équation est négatif, on est reconduit à la situation I et il faut redéfinir  $\varepsilon EA_{s1}$ .

4) Lorsque les pluies, en situation il restent inférieures à  $\varepsilon EA_{s2}$ , la valeur de  $EA_s$  pour la journée de pluie est posée égale à:

$$EA_{s2} = 0,8 EP_s \quad (16)$$

que l'on compare à la relation (15), la plus grande des deux valeurs étant retenue.

#### 14.2. TRANSPIRATION ACTUELLE DE LA VÉGÉTATION: $TA_v$ .

RITCHIE tient compte du développement de la végétation, entre les limites

$$0,1 \leq LAI \leq 3 \quad (17)$$

pour définir une transpiration potentielle  $TP_v$  via la relation:

$$TP_v = ETP ( - 0,21 + 0,70 \sqrt{LAI} ) \quad (18)$$

c'est à dire que le rapport  $\frac{TP_v}{ETP}$  passe par les valeurs suivantes:

LAI	$\frac{R_{Ns}}{R_N}$	$\frac{TP_v}{ETP}$
0,1	0,9608	0,0113
0,5	0,6065	0,2850
1,0	0,3679	0,4900
1,5	0,2231	0,6473
2,0	0,1353	0,7799
2,5	0,0821	0,8968
3,0	0,0498	1,0024

Pour  $LAI > 3$ , on suppose  $TP_v = ETP$  et  $R_{Ns} = 0$  (19)

La transpiration actuelle de la végétation se calcule en considérant à nouveau deux types de situation hydrique liées à la teneur en humidité du sol SW (soil water), cette teneur en humidité étant limitée par la capacité de rétention UL (upper limit).

*Situation I'*

La teneur en humidité est supérieure à la valeur limite LLE (Lower Limit for Potentiel evaporation).

La transpiration actuelle  $TA_{v1}$  se produit à la vitesse potentielle égale à  $TP_v$  (relations 18 ou 19).

Lorsque la teneur en humidité SW est inférieure à  $LLE_o$ , on se trouve en situation II' et la transpiration actuelle  $TA_{v2}$  est inférieure à  $TP_v$ .

Notons ici que le rapport  $\frac{LLE_o}{UL}$  est lié à l'index foliaire par une répression linéaire, pour un index foliaire inférieur à 3. Pour  $LAI > 3$ , la grandeur  $LLE_o$  est constante.

Cette variabilité de  $LLE_o$ , pour  $LAI < 3$ , tient compte de la liaison entre le chevelu racinaire et l'index foliaire au cours des premiers stades de croissance.

*Situation II'*

Lorsque la teneur en humidité SW est inférieure à  $LLE_o$  on suppose une répression linéaire entre SW et  $\frac{TA_{v2}}{TP_v}$ , ce rapport variant de 0 pour  $SW = UL$  à 1 pour  $SW = LLE_o$ .

Le schéma de calcul est indiqué dans la figure 4:

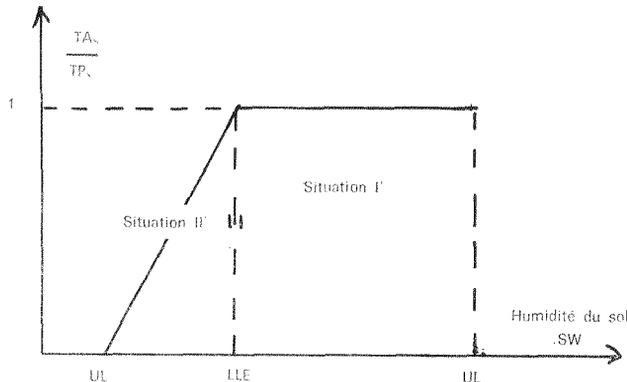


Figure 4

Pratiquement l'évaluation de  $LLE_0$  et  $LL$  implique la mesure semi continue de l'évapotranspiration potentielle  $ETP$ , de l'évaluation de l'index foliaire et de l'évapotranspiration actuelle  $ETA$ .

On a, évidemment, dans le modèle élaboré:

$$ETA + EA_s + TA_v$$

#### 15. CONDITIONS DE MATURATION.

Lors de ses essais faits sur sorgho, coton et avoine, RITCHIE observe une diminution de l'évapotranspiration par rapport à l'évapotranspiration potentielle uniquement pour l'avoine.

On remplace la relation (19) par:

$$TP_v = ETP (10,15 - 0,05 T_c) \quad (19 a)$$

avec

$$183 \leq T_c \leq 203$$

$T_c$  représente le nombre de jours après l'immersion.

#### 16. DETERMINATION DES PARAMETRES DU MODELE.

On détermine les paramètres  $U$  et  $\alpha$  caractérisant l'évaporation d'un sol nu par des mesures directes de profils hydriques in situ au cours de périodes d'assèchement.

Les valeurs  $LLE_0$  et  $UL$  s'obtiennent par des mesures locales de profils hydriques et de  $ETA$ . On peut espérer, progressivement, relier ces grandeurs aux caractéristiques physiques du sol.

Des observations complémentaires permettent d'évaluer l'indice foliaire et le relier aux stades phénologiques de la plante.

Les observations de RITCHIE reposent sur 3 années d'observation, sur sol argileux; les cultures étudiées ont été successivement le coton, le sorgho et l'avoine.

Les profils hydriques sont mesurés en 3 points jusqu'à 1,5 m de profondeur.

Les paramètres utilisés étaient:

$$\begin{aligned} UL &= 270 \text{ mm} \\ LLE_0 &= 65 \text{ mm} \\ LL &= 0 \text{ mm} \\ U &= 6 \text{ mm} \\ \alpha &= 3,5 \text{ mm } j^{\frac{1}{2}} \end{aligned}$$

A Gembloux nous avons appliqué ce modèle à du ray-grass en 1973 et 1974. Nous en vérifions l'application à diverses céréales de printemps et à la betterave à sucre pour 1974 et 1975. Les résultats semblent assez prometteurs.

#### 17. APPLICATIONS AUX CONDITIONS DE L'IRRIGATION GOUTTE A GOUTTE.

Lorsqu'on envisage le phénomène d'évapotranspiration, on aboutit à la conclusion qu'en cas de couverture suffisante (LAI 3) couverture supérieure à 50% ou 66% selon les auteurs (SAXTON ASAE 1974 p. 673), on aboutit à la relation:

$$TA_v = ETP$$

indépendamment du système d'irrigation.

Pour ce qui concerne les besoins en eau, la comparaison entre l'irrigation goutte à goutte et l'irrigation par aspersion ne peut donc porter que sur l'égalité de la répartition, et on peut admettre qu'elle est à l'avantage d'un système goutte à goutte, correctement dimensionné.

En cas de couverture insuffisante il y a avantage pour le système goutte à goutte qui n'humidifie qu'une partie du sol, (pour autant que les périodicités d'irrigation soient comparables).

Des mesures précises devraient être faites pour élucider ces points.

Il nous semble, quant à nous, que les avantages du système goutte à goutte restent essentiellement liés aux facteurs suivants:

- meilleure régularité de distribution
- possibilité d'utilisation d'eaux plus saumâtres
- facilité plus grande d'automatisation
- facilités plus grandes en cultures sous abri
- conservation de la structure de surface.

## 18. APPLICATION DU MODELE.

Nous sommes convaincus que des modèles du type RITCHIE (cf SAXTON ASAE 1974 p. 673) peuvent rendre de grands services pour la programmation des irrigations au niveau des agriculteurs.

Ils exigent la connaissance d'un nombre, relativement petit de paramètres locaux liés aux sols et aux cultures.

Ils exigent, en outre, un service central de calcul capable de diffuser, avec une périodicité qui peut être celle de la semaine des avis d'irrigation.

Le système est déjà opérationnel pour certains groupements d'agriculteurs de l'Ouest des U.S.A. et il aboutit, indubitablement, à une amélioration sensible des techniques d'irrigation.