

COURS SCIENCES DU SOL

INFILTRATION ET EVAPOTRANSPIRATION

1. GENERALITES

Les processus de transport et de rétention de l'eau et des substances solubles dans le sol sont très complexes, étant donné les échanges qui se produisent régulièrement entre le sol et l'atmosphère sous forme :

- d'apports intermittents par les précipitations, irrigations ou autres qui conditionnent les processus d'infiltration ;
- de pertes par évaporation du sol et transpiration des végétaux à des régimes extrêmement variables, selon l'intensité du rayonnement, l'importance du vent, l'humidité relative de l'air, la quantité d'eau disponible dans le sol, etc.

A l'intérieur du sol, l'eau se déplace continuellement, soit qu'elle remonte vers la surface où elle s'évapore, soit qu'elle se dirige vers les racines où elle est absorbée, soit qu'elle se draine en dessous de la zone racinaire où elle peut réalimenter la nappe, soit qu'elle remonte par ascension capillaire depuis la nappe.

Le cycle de l'eau dans la zone racinaire met en jeu plusieurs processus qui peuvent être simultanés ou décalés dans le temps, dépendants ou indépendants les uns des autres.

La description et la modélisation de ces différents processus, sur des bases empiriques et conceptuelles (fonctionnelles ou mécanistes) sont présentées par la suite.

2. BILAN HYDRIQUE AU CHAMP

L'expression du bilan hydrique du sol repose sur le principe de la conservation de la matière, en l'occurrence de la masse d'eau dans un volume de sol donné. On l'obtient en intégrant l'équation de continuité sur un certain volume de sol (la zone racinaire par exemple) et sur une certaine durée.

L'équation du bilan s'applique non seulement à la masse d'eau du sol, mais à toute variable d'état, notamment à la concentration en substances dissoutes, à la quantité de chaleur, etc.

L'établissement du bilan suppose donc que l'on définisse au préalable :

- la variable concernée,
- les limites du système considéré,
- la période de référence choisie.

Pendant la période considérée (jours, semaines, décades, etc.), le sol fait l'objet d'apports et de pertes à travers les limites du domaine considéré (apports et pertes externes), par échanges

avec l'environnement et, éventuellement, de processus internes (prélèvements racinaires, par exemple). L'équation du bilan stipule que si les apports sont différents des pertes, ceci se traduit forcément par une variation ΔS du stock d'eau au sein du volume de sol considéré :

$$\Delta S = S_{\text{final}} - S_{\text{initial}} = \left[\sum A_{\text{p}_{\text{ext}}} - \sum \text{Pertes}_{\text{ext}} \right] + \sum Q_i$$

Transferts à travers les limites du système par échanges avec l'environnement	Processus internes au système : apports, prélèvements, transformations, ...
--	--

Apports externes :

- précipitations efficaces P_e , soit la fraction des précipitations totales P qui s'infiltrent dans le sol : $P_e = P - R$ (R : ruissellement)
- irrigation I_r
- remontées capillaires G
- autres apports (ruissellement en provenance de l'extérieur de la zone considérée, apports latéraux, etc.), fréquemment négligés

$$\sum A_{\text{p}_{\text{ext}}} = P - R + I_r + G = I + G \quad \text{avec : } I = P - R + I_r = \text{infiltration}$$

Pertes externes :

- drainage (percolation) D
- évaporation E à la surface du sol

$$\sum \text{Pertes}_{\text{ext}} = D + E$$

Processus internes :

- transpiration des végétaux ($-T$)

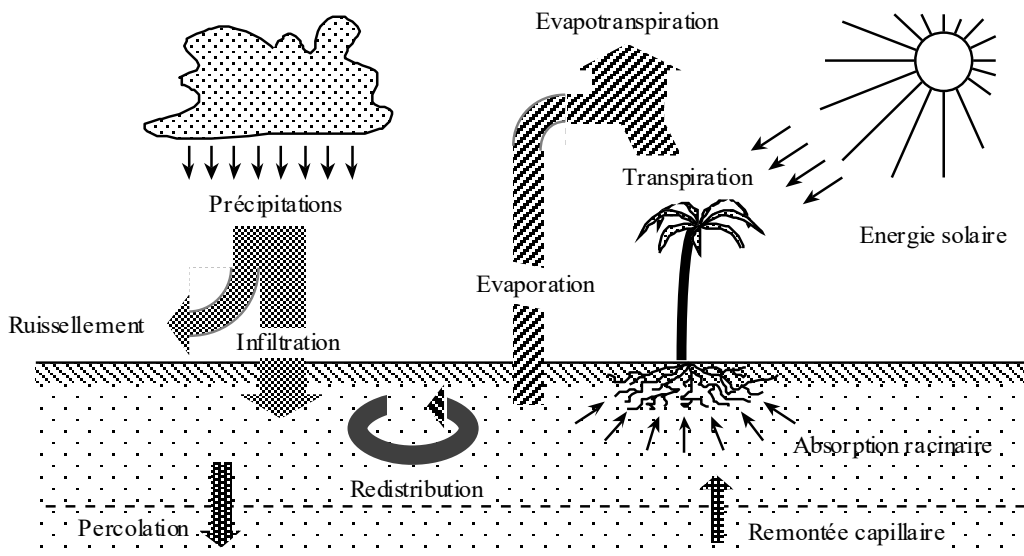
En général, l'absorption racinaire est le seul processus interne au système qui est pris en considération.

En conséquence :

$\Delta S = P - R + I_r + G - D - E - T = I + G - D - E - T$
--

Il est très fréquent que l'on regroupe les composantes relatives à l'évaporation et à la transpiration sous le terme d'évapotranspiration (somme des volumes d'eau enlevés au sol par évaporation à la surface et par extraction racinaire). Dans ce cas, l'équation du bilan devient :

$$\Delta S = P - R + I_r + G - D - ET = I + G - D - ET$$



Principaux termes du bilan hydrique (Musy et Soutter, 1991)

Cette équation offre un double intérêt :

- elle permet de calculer l'un des termes si l'on connaît tous les autres
- elle présente les différentes composantes qui interviennent dans l'étude des transferts d'eau : P, Ir, R, G, D, ET, ΔS .
 - P et Ir sont faciles à mesurer (! répartition spatiale)
 - R peut s'estimer à partir de Cr ($R = P \cdot Cr$); il est souvent faible en terrain cultivé plat
 - ΔS peut se mesurer en suivant les variations spatio-temporelles d'humidité du sol
 - G et D peuvent être déterminés à partir de mesures simultanées de succion et d'humidité du sol et peuvent parfois être négligés
 - ET est sans doute la composante la plus difficile à mesurer directement. On la considère donc fréquemment comme la seule inconnue du bilan hydrique.

L'équation générale du bilan fait donc intervenir :

- l'infiltration I qui caractérise la pénétration de l'eau dans le sol à travers sa surface ($I = P + I_r - R$) ;
- le drainage ou percolation D sous la zone racinaire et parfois les remontées capillaires G (percolation < 0) ;
- l'évaporation à travers la surface et les prélèvements racinaires qui, regroupés, constituent l'évapotranspiration ET ;
- la redistribution qui caractérise le rééquilibrage de l'eau par réduction des différences de potentiels.

Ces termes intéressent plusieurs catégories de scientifiques :

- *hydrologues* qui souhaitent connaître la part des précipitations qui s'infiltre et celle qui ruisselle ;
- *hydrogéologues* intéressés par la valeur de la percolation vers la nappe d'eau et d'éventuelles substances polluantes ;
- *agronomes* intéressés par les pertes par évapotranspiration des cultures et par l'évolution des quantités d'eau disponibles pour les plantes ;
- *météorologues* pour qui l' ET se traduit par d'importants rejets de vapeur d'eau dans l'atmosphère.

3. INFILTRATION

3.1 Généralités

L'infiltration caractérise le processus de pénétration de l'eau dans le sol, à travers sa surface. Elle est conditionnée par deux paramètres :

- a) le régime d'alimentation qui caractérise le taux d'apport d'eau à la surface (pluie, irrigation, etc.) ;
- b) le régime d'infiltration du sol qui exprime le flux maximal que le sol peut absorber à travers sa surface (infiltrabilité ou capacité d'infiltration ou taux d'infiltration). Deux situations peuvent se présenter :

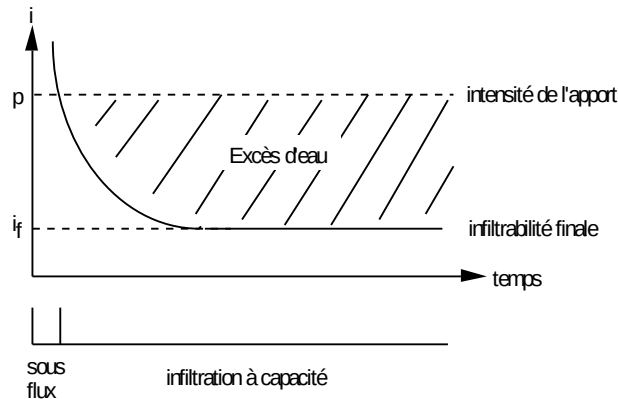
- *régime d'alimentation* $<$ *régime d'infiltration* :

La totalité de l'eau s'infiltre et c'est le régime d'alimentation qui détermine le régime d'infiltration. Le sol n'est pas saturé en surface et l'infiltration se fait sous flux ;

- *régime d'alimentation* $>$ *régime d'infiltration* :

Le sol n'arrive pas à absorber la totalité des apports ; une partie de l'eau s'accumule en surface ou ruisselle. L'infiltration se fait sous charge (à capacité) et le sol est saturé en surface.

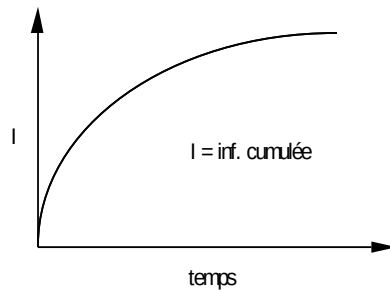
L'infiltrabilité i varie et décroît en général au cours du temps. Les figures ci-après illustrent la variation temporelle de l'infiltrabilité dans le cas d'une pluie d'intensité constante p et la variation temporelle de l'infiltration cumulée I .



Variation temporelle de l'infiltrabilité durant une pluie d'intensité constante.

La décroissance de l'infiltrabilité est liée à :

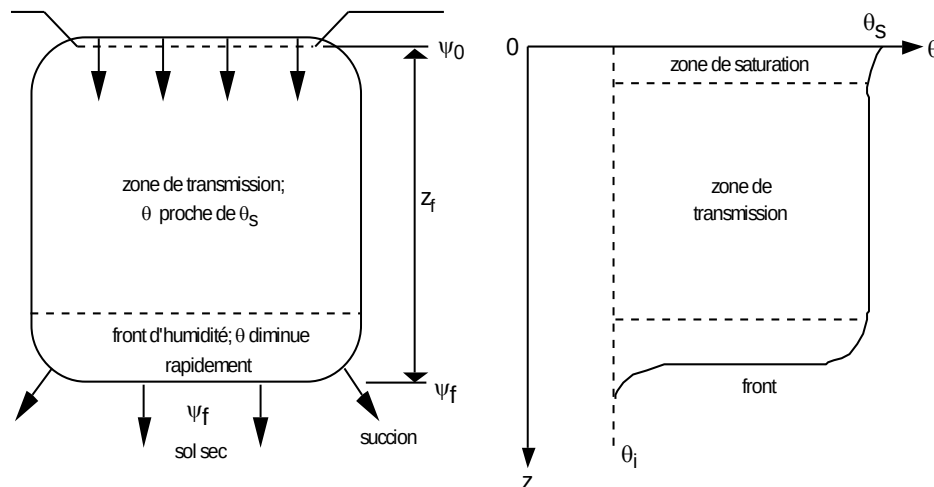
- une diminution du gradient de succion ;
- une possible modification des propriétés du sol (dégradation de la structure, formation de croûte en surface, migration de particules, foisonnement de l'argile, emprisonnement ou mise en pression de bulles d'air).



Variation temporelle de l'infiltration cumulée.

3.2 Description qualitative de l'infiltration verticale à capacité

Durant une infiltration à capacité, on observe généralement que le sol est saturé à proximité immédiate de la surface. Au-delà, on rencontre une zone de transmission à teneur en eau proche de la saturation qui se prolonge par une zone d'humidification ; cette dernière est caractérisée par une diminution rapide de l'humidité jusqu'au front d'humidification qui délimite de façon abrupte la zone humide de la zone de sol plus sèche située devant le front.



Profil d'infiltration sous une rigole à fond plat (gauche) et profil hydrique correspondant (droite) (adapté de Hillel, 1974).

La force motrice à l'origine de l'infiltration résulte de l'influence combinée des gradients de suction et de gravité. Au fur et à mesure que le front d'humidification pénètre plus profondément, le gradient moyen de suction $d\psi/dz$ diminue puisque la différence de suction entre la surface du sol et la zone sèche située devant le front se répartit sur une distance croissante. A la longue, le gradient de suction tend vers zéro dans la partie supérieure du profil et le gradient gravitationnel est l'unique force motrice ; la loi de Darcy devient ($\psi = -h$) :

$$i = -K(\psi) \frac{d}{dz} (-\psi - z) = K(\psi) \frac{d\psi}{dz} + K(\psi) = K(\psi) \rightarrow 0$$

Le flux tend donc à la limite vers la conductivité hydraulique du sol $K(\psi)$, ψ correspondant à la suction régnant dans la zone de transmission ; dans le cas d'une infiltration à capacité, le flux tend vers la conductivité à saturation K_s .

En présence d'une infiltration horizontale, le gradient gravitationnel est nul et le flux d'infiltration tend à la limite vers 0.

3.3 Description quantitative de l'infiltration

3.3.1 Approches empiriques

Parmi les nombreuses approches proposées pour décrire empiriquement l'infiltration, nous citerons uniquement les relations de Kostikov et Horton.

Ces équations fournissent la valeur de la capacité d'infiltration i ou de l'infiltration cumulée I en fonction du temps t . Elles reposent sur l'hypothèse que l'intensité de la pluie est toujours supérieure ou égale à la capacité d'infiltration du sol (infiltration à capacité).

a) Equation de Kostikov

Pour décrire la variation temporelle de l'infiltration cumulée I , Kostikov (1932) a proposé l'équation :

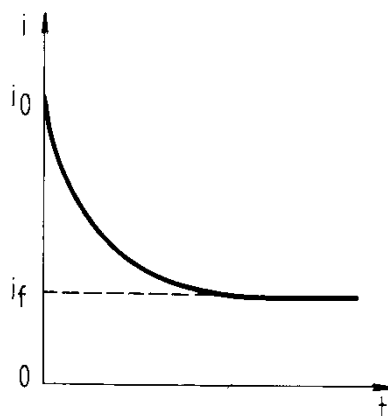
$$I = a t^b$$

a et b : constantes en fonction du type de sol, de l'humidité initiale, des conditions de surface et de la charge appliquée. Leur valeur doit être déterminée à partir d'essais d'infiltration.

La capacité d'infiltration i est donnée par : $i = dI/dt$ soit : $i = a b t^{b-1}$.

Il apparaît que l'équation de Kostiakov aboutit à une infiltrabilité infinie pour $t = 0$ et nulle pour les temps très élevés.

b) Equation de Horton



Infiltrabilité selon l'équation de Horton.

Horton (1933) a suggéré l'utilisation des relations suivantes :

$$i = i_f + (i_0 - i_f) e^{-\beta t}$$

$$I = i_f t + \frac{1}{\beta} (i_0 - i_f) (1 - e^{-\beta t})$$

i_f : capacité d'infiltration finale ;

i_0 : capacité d'infiltration initiale ;

β : constante qui caractérise la vitesse de diminution de l'infiltrabilité avec le temps.

Ces trois paramètres doivent être déterminés expérimentalement.

3.3.2 Approches semi-empiriques

a) Equation de Philip

L'équation de Richards ne peut être résolue analytiquement sans approximation, étant donné sa forte non linéarité. Philip (1957) a proposé une solution simple pour une infiltration dans un milieu poreux homogène infiniment profond, à une teneur en eau initiale θ_i uniforme et dans le cas d'une teneur en eau $\theta_0 > \theta_i$ constante à la surface, soit :

$$t = 0 \quad z \geq 0 \quad \theta = \theta_i \quad \text{Condition initiale (CI) ;}$$

$$t \geq 0 \quad z = 0 \quad \theta = \theta_0 \quad \text{Condition à la limite (CL) supérieure.}$$

La solution de Philip comporte deux expressions :

- Pour les temps courts (en début d'infiltration) :

$$I = S t^{1/2} + A t$$

I : infiltration cumulée ;

A : paramètre lié à la conductivité hydraulique du sol ;

S : sorptivité : $S = S_0 \left(1 - \frac{\theta_i}{\theta_s} \right)$ S_0 : sorptivité du sol sec ;

θ_s : teneur en eau à saturation ;

soit : $i = \frac{1}{2} S t^{-1/2} + A$

i : infiltrabilité (capacité d'infiltration).

La sorptivité S englobe en un seul paramètre l'influence de la succion, de la conductivité et de la charge en surface. Les paramètres S et A se déterminent par des essais d'infiltration ; ils dépendent du sol et de son état d'humidité initiale.

- Pour les temps élevés, la solution de Philip a les caractéristiques suivantes :
 - le taux d'infiltration tend vers une constante égale à la valeur de $K(\theta_0)$, généralement différente de A ;
 - le front progresse en conservant sa forme ;
 - la vitesse de progression du front tend vers une constante donnée par :

$$v_f = \frac{K(\theta_0) - K(\theta_i)}{\theta_0 - \theta_i}$$

Dans le cas particulier d'une infiltration horizontale :

$$I = S t^{1/2} \quad \text{et} : \quad i = \frac{1}{2} S t^{-1/2}$$

La sorptivité S peut donc s'obtenir par la pente de la relation $I = f(t^{1/2})$.

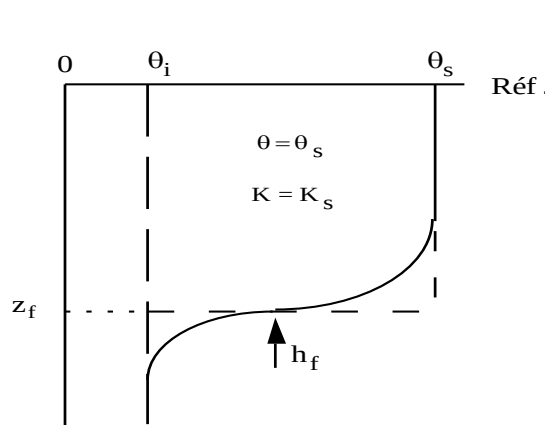
b) Equation de Green et Ampt

Green et Ampt (1911) ont proposé un modèle de description de l'infiltration basé sur les hypothèses suivantes :

- le sol est homogène et sa teneur en eau initiale θ_i est constante ;
- dans la zone de transmission le sol est saturé ; l'humidité est donc égale à la teneur en eau à saturation θ_s et la conductivité hydraulique, à la conductivité à saturation K_s ;
- le front d'humidification est très abrupt (horizontal) ;
- la charge de pression au front h_f est constante, quelle que soit la position du front.

L'infiltration est donc assimilée à un effet piston.

Les résultats sont satisfaisants dans les sols pour lesquels le front d'humidification est très marqué, tels que les sols grossiers, initialement peu humides.



Profils hydriques effectifs et selon Green et Ampt (-----).

Le flux i infiltré dans le sol soumis à une charge positive h_0 constante à la surface, s'obtient par la loi de Darcy :

$$i = -K_s \frac{dH}{dz} = -K_s \frac{\Delta H}{\Delta z}$$

En plaçant le niveau de référence à la surface du sol et en admettant que h_0 est faible (≈ 0) :

$$\frac{\Delta H}{\Delta z} = \frac{z_f - h_f}{-z_f} = -1 + \frac{h_f}{z_f}$$

$$i = K_s \left(1 - \frac{h_f}{z_f} \right)$$

Par ailleurs : $I = \int_0^{\infty} (\theta_s - \theta_i) dz = (\theta_s - \theta_i) z_f$

et donc : $i = \frac{dI}{dt} = (\theta_s - \theta_i) \frac{dz_f}{dt}$

$$\Rightarrow K_s \left(1 - \frac{h_f}{z_f} \right) = (\theta_s - \theta_i) \frac{dz_f}{dt}$$

En intégrant cette équation, on trouve la relation entre z_f et t :

$$t = \frac{\theta_s - \theta_i}{K_s} \left[z_f + h_f \ln \left(1 - \frac{z_f}{h_f} \right) \right]$$

t = temps nécessaire pour que le front atteigne la profondeur z_f .

L'équation de Green et Ampt permet donc non seulement d'obtenir $i(t)$ et $I(t)$, mais également l'évolution temporelle des profils d'humidité, à condition de connaître θ_i , θ_s , K_s et h_f . La valeur de la charge de pression au front h_f est difficile à déterminer. En général, on observe :

$$\begin{array}{ccc} -80 & < & h_f & < & -5 \text{ cm} \\ \uparrow & & & & \uparrow \\ \text{sols fins} & & & & \text{sols grossiers} \end{array}$$

- On peut caler h_f sur des essais d'infiltration ;
- Philip propose : $h_f \cong$ hauteur d'ascension capillaire ;
Bouwer : $h_f = h_{ew} = 0.5 h_{ea}$ (h_{ew} = pression d'entrée d'eau, h_{ea} = pression d'entrée d'air).

3.3.3 Approche mécaniste

Comme tous les processus d'écoulement d'eau dans le sol, l'infiltration peut être décrite par l'équation de Richards qui s'écrit, pour un écoulement vertical :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial}{\partial z} (h - z) \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K}{\partial z}$$

Cette équation aux dérivées partielles, fortement non linéaire n'a, en général, pas de solutions analytiques, si ce n'est pour des cas très particuliers (Philip, Parlange, etc.) ou dans des situations de régime permanent : solution de Wooding, Elrick et Reynolds, etc. Il est donc nécessaire de faire appel à des méthodes numériques et de définir les CI et CL appropriées.

Rem. : Wooding (1968) a proposé une solution approchée pour le cas d'une infiltration en régime permanent à partir d'une zone circulaire de rayon r dans un sol dont la fonction de conductivité hydraulique peut être décrite par une relation du type :

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h)$$

α : constante du sol (une valeur élevée correspond à un sol grossier).

La solution de Wooding déduite de l'équation de Richards à 3 dimensions s'écrit :

$$i_f = K_s \left(1 + \frac{4}{\pi \alpha r^2} \right)$$

Il est évident que, contrairement au cas unidimensionnel vertical, le taux d'infiltration final i_f dépasse la valeur de K_s , étant donné l'effet de la composante latérale de l'écoulement.

Un infiltromètre à anneau est fréquemment utilisé pour déterminer le taux d'infiltration vertical. L'équation de Wooding permet d'estimer l'erreur inhérente à cette procédure expérimentale.

4. EVAPORATION

L'évaporation caractérise le passage de l'eau de la forme liquide à la forme gazeuse.

Le processus d'évaporation exige :

- une source d'énergie (2500 kJ pour évaporer 1g d'eau à température ambiante)
- un gradient de pression de vapeur entre la surface évaporante et l'atmosphère. De plus, la vapeur doit être évacuée ; c'est le vent qui favorise l'évacuation de la vapeur à mesure qu'elle se forme

Ces deux conditions externes au corps évaporant déterminent la demande évaporative de l'atmosphère, à savoir le flux maximal d'eau qui peut être vaporisée à partir d'un plan d'eau libre. En conséquence, les principaux facteurs climatiques influençant l'évaporation sont l'humidité de l'air, l'intensité du rayonnement et la vitesse du vent.

L'évaporation à la surface du sol concerne à la fois les sols nus et ceux couverts de végétation. Ce processus peut être à l'origine de pertes d'eau importantes ; par ailleurs, il influence notablement la direction et l'intensité des flux liquides dans le sol et donc également le comportement des substances dissoutes dans la solution de sol.

4.1 Évaporation d'un sol nu

La vaporisation d'eau à l'interface sol-atmosphère exige que trois conditions soient réunies :

- une source d'énergie suffisante ;
- un gradient de pression de vapeur entre la surface du sol et l'atmosphère ; de plus, la vapeur doit être évacuée par diffusion et/ou convection ;
- une alimentation continue en eau de la surface évaporante, ce qui suppose que le sol possède suffisamment d'eau et qu'il est apte à la transmettre vers la surface.

Les deux premières conditions essentiellement externes au corps évaporant sont influencées par des facteurs météorologiques tels que l'intensité du rayonnement, le degré hygrométrique de l'air ou l'importance du vent ; elles déterminent la demande évaporative de l'atmosphère qui caractérise le flux maximal d'eau qui peut être vaporisée à partir d'un plan d'eau libre.

L'évaporation est donc influencée à la fois par la demande évaporative et par la capacité du sol à transmettre l'eau vers la surface. Le régime effectif d'évaporation est fixé par le plus petit de ces deux facteurs.

La simulation de l'évaporation par des modèles mécanistes implique une formulation correcte des conditions initiales et aux limites, pas toujours aisée, puisqu'il s'agit de caractériser fidèlement les interactions complexes entre le sol et l'atmosphère, d'une part, et l'influence des conditions prévalant à la limite inférieure du domaine d'étude, d'autre part. On peut, dans certains cas, moyennant quelques hypothèses simplificatrices, aboutir à des solutions relativement simples.

4.1.1 Évaporation en régime permanent en présence d'une nappe peu profonde

Lorsqu'une nappe se trouve à faible profondeur, il peut s'établir un mouvement permanent d'eau depuis la nappe vers la surface du sol ; il serait plus correct de parler de transferts quasi-permanents, puisque les fluctuations diurnes de la demande évaporative et d'autres perturbations empêchent l'établissement d'un véritable régime permanent. On se trouve donc en présence d'un flux ascendant plus ou moins constant égal au flux évaporatif e qui peut être calculé au moyen de la loi de Darcy.

4.1.2 Évaporation d'un sol nu en l'absence de nappe

Comme indiqué précédemment, l'évaporation directe à travers la surface du sol est influencée, d'une part, par les facteurs météorologiques qui déterminent la demande évaporative et, d'autre part, par l'aptitude du sol à transmettre l'eau vers la surface. Le régime d'évaporation est fixé par le plus petit de ces deux facteurs.

Si les conditions externes (demande évaporative) sont constantes, on considère généralement que l'évaporation à partir d'un sol initialement humide se déroule en trois étapes :

- a) Phase à régime constant durant laquelle l'évaporation est contrôlée par les conditions atmosphériques (énergie disponible et gradient de pression de vapeur). Au cours de cette

phase qui peut durer de quelques heures à quelques jours, l'évaporation du sol E_s est égale à l'évaporation potentielle EP :

$$E_s = EP$$

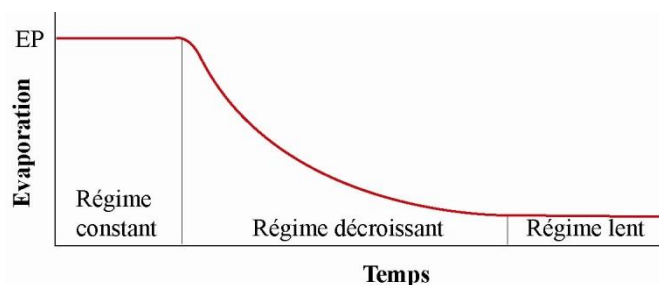
- b) Phase à régime décroissant durant laquelle l'évaporation baisse progressivement, limitée qu'elle est par la capacité du sol à fournir de l'eau à la surface du sol. Pendant cette phase, la perte d'eau cumulée E_{sc} est proportionnelle à la racine carrée du temps et peut se calculer par l'expression :

$$E_{sc} = \alpha t^{1/2} \quad \text{et donc :} \quad E_s(t) = \frac{\alpha}{2} t^{-1/2}$$

α : coefficient à déterminer à partir d'essais d'évaporation

t : temps écoulé depuis le début de la phase à régime décroissant

- c) Phase à régime lent qui peut persister pendant une période prolongée. Cette phase s'observe lorsque le sol s'est asséché à un tel point que la conductivité est presque nulle, si bien que le sol n'est plus à même de transmettre l'eau. Le très faible mouvement d'eau à travers la surface a lieu principalement par diffusion de vapeur (Philip et de Vries, 1957).



Evolution temporelle de l'évaporation d'un sol initialement très humide.

5. TRANSPIRATION DES VEGETAUX

Les plantes prélèvent des quantités d'eau très importantes dans le sol. Cette eau joue, pour diverses raisons, un rôle essentiel dans la croissance végétale :

- associée aux fonctions de photosynthèse, elle permet l'élaboration des tissus ;
- elle sert de solvant aux substances nutritives contenues dans le sol qui constituent quasiment la seule source de nourriture pour la plante ;
- elle joue le rôle de régulateur thermique.

Les plantes absorbent continuellement de l'eau à travers leur système racinaire. Une partie de cette eau, appelée eau de constitution, entre dans la composition des tissus végétaux. La plus grande partie traverse les plantes en cédant aux végétaux les substances minérales qu'elle véhicule, avant d'être rejetée dans l'atmosphère sous forme de vapeur. Cette eau, dite de transpiration, représente plus de 100 fois l'eau de constitution.

La transpiration végétale dépend non seulement des paramètres qui régissent en général l'évaporation, en particulier la différence de pression de vapeur d'eau existant entre l'atmosphère et les stomates, mais aussi de facteurs physiologiques tels que le degré d'ouverture des stomates. D'autres paramètres peuvent exercer une action importante sur la transpiration :

- intensité du rayonnement : la lumière augmente considérablement la transpiration, surtout chez les plantes à chlorophylle, en favorisant l'ouverture des stomates ;
- état hygrométrique de l'air : la quantité d'eau transpirée est inversement proportionnelle à l'humidité de l'air. Des vents secs et chauds peuvent avoir un effet évaporant considérable ;
- teneur en éléments nutritifs du sol : plus les sols sont riches en matières nutritives, plus la transpiration est réduite ;
- disponibilité en eau : en cas de manque d'eau, la plante referme ses stomates suite à un réflexe d'autodéfense qui a pour effet de limiter la transpiration.

6. EVAPOTRANSPIRATION

Il est difficile de dissocier la part de l'eau évaporée par le sol et celle transpirée par les végétaux ; en général on regroupe les deux processus sous le terme d'évapotranspiration (ET). L'évapotranspiration correspond donc à la somme des volumes d'eau enlevés au sol pendant un temps donné et sur une surface déterminée par les plantes et évaporation directe du sol. Elle s'exprime généralement en $\text{m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ ou en mm pour une période donnée.

L'évapotranspiration est influencée par trois facteurs principaux :

- a) le climat : l'évapotranspiration est essentiellement le résultat de l'action de la radiation solaire et du vent ;
- b) le végétal : type de plante et période de croissance notamment. Les besoins en eau des plantes varient considérablement au cours du cycle de croissance ;
- c) le sol : teneur en eau, nature du sol, type de couverture végétale, état de surface, présence d'une couverture morte sur le sol, etc.

6.1 Evapotranspiration de référence

6.1.1 Définition

Face à la multiplicité de paramètres susceptibles d'influencer l'évapotranspiration, différents concepts ont été introduits, en particulier l'évapotranspiration de référence (ET_0). Par convention, on définit l' ET_0 comme l'ensemble des pertes en eau d'une culture de référence (gazon) couvrant totalement le terrain, ayant une hauteur uniforme de quelques centimètres, à son stade de développement végétatif maximal et suffisamment pourvue en eau. Dans ces conditions, l'évapotranspiration de référence dépend essentiellement des facteurs climatiques, d'où la désignation parfois adoptée d'évapotranspiration climatique.

6.1.2 Estimation de l'évapotranspiration de référence

De nombreuses formules de calcul de l'évapotranspiration de référence ont été proposées. La plupart sont empiriques ; elles font intervenir un nombre plus ou moins important de facteurs, principalement des facteurs climatiques et ont été établies initialement pour une zone particulière et pour une culture donnée. Deux d'entre elles sont présentées par la suite.

Formule de Blaney – Criddle

Cette formule s'écrit :

$$ET_0 = (8.13 + 0.46 t) p$$

- ET_0 : évapotranspiration de référence pendant le mois considéré (mm)
 t : température moyenne mensuelle (°C)
 p : pourcentage d'heures diurnes pendant le mois considéré par rapport au nombre d'heures diurnes annuelles ; p est fonction de la latitude du lieu et sa valeur est donnée dans des tables.

Formule de Penman

La formule de Penman, fondée sur l'étude du bilan d'énergie, s'écrit :

$$ET_0 = \frac{\Delta (R_n - G) + \gamma (e_a - e_d) f(U_2)}{\Delta + \gamma}$$

- ET_0 : évapotranspiration de référence (mm j⁻¹)
 Δ : pente de la courbe de pression de vapeur, à la température moyenne de l'air (mbar °C⁻¹)
 R_n : rayonnement net exprimé en évaporation équivalente (mm j⁻¹)
 G : flux de chaleur dans le sol ; fréquemment négligé (mm j⁻¹)
 γ : constante psychrométrique (0.66 mbar °C⁻¹)
 e_a : pression de vapeur saturante à la température moyenne de l'air (mbar)
 e_d : pression de vapeur moyenne dans l'air, à 2 m de hauteur (mbar)

$f(U_2)$: fonction aérodynamique

Pour une zone cultivée, dans nos régions : $f(U_2) = 0.26 (1 + 0.54 U_2)$

U_2 : vitesse moyenne du vent à 2 m de hauteur, en m/s

A partir de mesures du rayonnement net, de la température, de la pression de vapeur et de la vitesse du vent, on peut donc calculer la valeur de l'évapotranspiration potentielle. A part le rayonnement net, les autres paramètres météorologiques sont mesurés à une hauteur de 2 m.

L'inconvénient majeur de cette formule réside dans le fait qu'elle met en jeu des données climatiques qui ne sont pas toujours disponibles.

6.2 Evapotranspiration maximale

L'évapotranspiration de référence a été définie conventionnellement comme correspondant aux pertes en eau maximales par évaporation et transpiration d'un couvert végétal de référence (gazon) abondamment pourvu en eau. Or, en général, c'est l'évapotranspiration réelle de la culture considérée que l'on cherche à connaître. Ce dernier paramètre dépend de nombreux facteurs, notamment du type de culture, de l'état sanitaire, des pratiques agronomiques, du stade de croissance, du taux de couverture végétale et des disponibilités effectives en eau, si bien qu'il est très difficile à déterminer.

Dans certaines applications, en irrigation notamment, on cherche à placer les plantes dans les conditions les plus favorables de production, si bien que l'on se réfère au concept d'évapotranspiration maximale (ETM). C'est l'évapotranspiration d'une culture donnée, à différents stades de développement végétatif, lorsque l'eau n'est pas un facteur limitant et que les conditions agronomiques sont optimales (sol fertile, bon état sanitaire, etc.).

La valeur de l'évapotranspiration maximale ETM se calcule à partir de la référence que constitue l'évapotranspiration de référence ET_0 par la relation :

$$ETM = K_C ET_0$$

K_C est un coefficient (appelé coefficient cultural) qui doit être déterminé expérimentalement. Pour une culture donnée, sa valeur peut varier fortement au cours du cycle végétatif selon l'activité physiologique, le taux de recouvrement du sol, etc. ; elle augmente progressivement du semis à la période de pleine croissance, puis diminue généralement durant la phase de maturation des cultures annuelles.