

# CHAPITRE 2

## LES PROCESSUS HYDROLOGIQUES

### 1. INTRODUCTION

La pluie qui arrive au sol génère trois processus :

- l'humidification du sol et l'infiltration,
- le ruissellement,
- l'évaporation.

Si l'on désigne par :

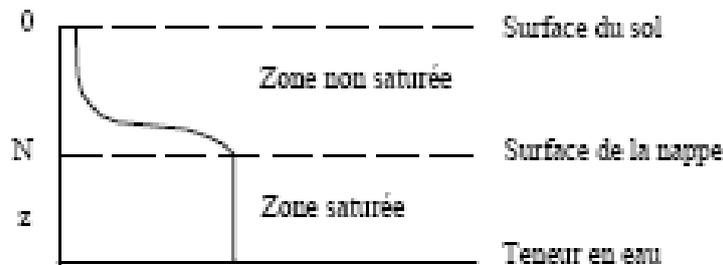
- $p(t)$  la vitesse avec laquelle l'eau de pluie arrive au sol (intensité de la pluie),
- $i(t)$  le taux d'infiltration,
- $ic(t)$  la capacité d'infiltration c'est à dire le taux maximum d'infiltration,
- $h(t)$  la hauteur d'eau apparaissant à la surface du sol.

Deux cas peuvent se présenter :

- $i(t) = p(t) \leq ic(t)$  : l'eau est absorbée par le sol et  $h(t) = 0$ , c'est le processus de l'humidification du sol et éventuellement l'infiltration.
- $i(t) = ic(t) \leq p(t)$  : le sol ne peut pas absorber en totalité l'eau qui arrive, un excès d'eau apparaît en surface ( $h(t) > 0$ ). La pellicule d'eau peut alors circuler sur le sol : c'est le phénomène de ruissellement.

### 2. HUMIDIFICATION DU SOL ET INFILTRATION

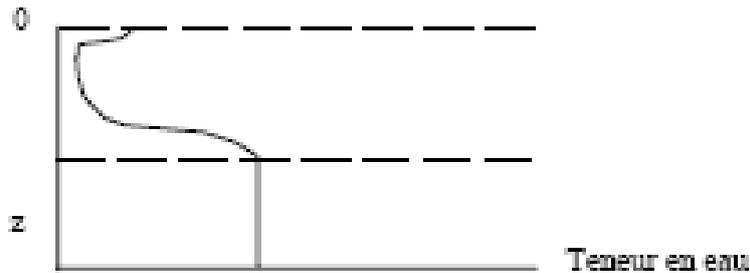
En temps normal, le sous sol contient de l'eau. Si l'on schématise la teneur en eau en fonction de la cote  $Z$  on aura :



On rappelle que la *teneur en eau volumique* ou *humidité du sol* est définie comme le volume d'eau contenu dans un volume unitaire du sol.

En dessous de la cote  $N$ , la teneur en eau n'augmente plus en fonction de la profondeur, le sol est dit saturé, c'est à dire tous les vides (pores) sont remplis d'eau. Dans la zone saturée, l'eau est soumise essentiellement aux *forces de gravité*, c'est à dire l'eau peut circuler sous l'influence de la gravité.

Au-dessus de la cote  $N$ , le sol est dit non saturé, les vides contiennent de l'eau et de l'air. L'eau est soumise essentiellement aux *forces de capillarité*. L'eau est attachée à la surface des grains par des forces d'attraction moléculaire. L'eau qui tombe à la surface commence par humidifier la fraction supérieure du sol (quelques centimètres).



Mais ceci n'entraîne pas nécessairement un écoulement vertical, tant que les forces de capillarité restent supérieures aux forces de gravité l'eau est retenue.

Lorsque la teneur en eau dépasse une valeur limite appelée *capacité de rétention spécifique*, l'eau se propage vers le bas et l'humidification progresse en profondeur. Si la pluie continue dans le temps, l'humidification continue également jusqu'à ce que l'eau arrive à la nappe : c'est le phénomène de **l'infiltration** (fig. 2.1). La quantité d'eau qui arrive à la nappe dépend de plusieurs paramètres : la durée et l'intensité de la pluie, la profondeur de la nappe, la perméabilité du sol etc. L'arrivée d'eau à la nappe peut se produire dans la semaine qui suit la pluie, dans le mois ou même dans les six mois.

La capacité d'infiltration varie avec la nature du sol. Pour un même sol, elle est différente suivant l'état d'humidité. Elle est élevée lorsque le sol est sec.

La connaissance du mécanisme d'infiltration et de redistribution de l'humidité du sol est essentielle pour plusieurs problèmes de gestion de ressources en eau : le développement de stratégie en irrigation, l'évaluation de la recharge de nappe d'eau souterraine ainsi que la compréhension des processus chimiques dans le sol tel que l'altération, la migration des nutriments, des fertilisants et des pesticides.

La mesure de la capacité d'infiltration d'un sol peut se faire à l'aide d'un infiltromètre (fig. 2.2). On délimite une surface de 0.01 à 0.1 m<sup>2</sup> par un anneau étanche enfoncé dans le sol et dont le bord dépasse la surface du sol de quelques cm. On arrose la surface du sol et on mesure soit la diminution du niveau d'eau inondant la surface pendant un intervalle de temps donné, soit le volume d'eau à rajouter pour maintenir un niveau d'eau constant de submersion. On détermine ainsi le taux d'infiltration.

### 3 RUISSELLEMENT DE SURFACE

Le régime d'infiltration détermine souvent le ruissellement qui se forme à la surface du sol. Le ruissellement se fait suivant la ligne de plus grande pente du sol et va rejoindre le réseau hydrographique. On distingue le *ruissellement pur* qui se fait en surface et *l'écoulement hypodermique* qui se fait dans les premiers centimètres du sol ou de la végétation.

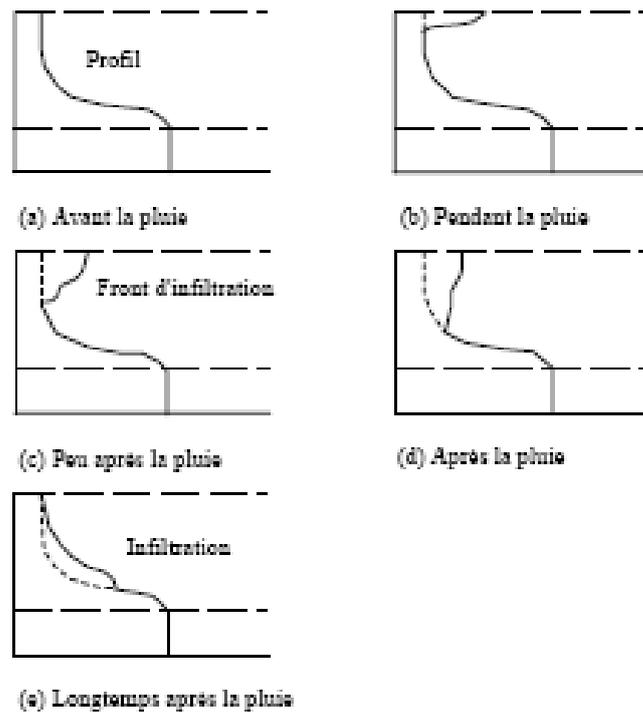


Fig. 2.1 - Modification du profil d'humidité d'un sol après une pluie

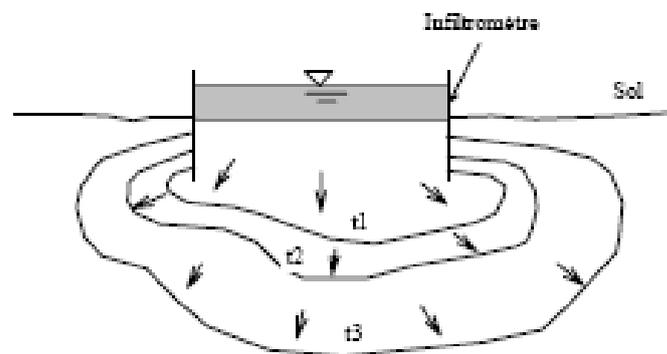


Fig. 2.2 - Propagation du front d'humidité d'un sol non saturé après arrosage

#### 4. EVAPORATION

Une fois la pluie arrêtée, **l'évaporation** se produit, d'abord l'eau interceptée par la végétation et l'eau qui est restée en surface. Dans le sol même l'évaporation continue du fait de l'existence de la phase air dans la zone non saturée.

L'évaporation est fonction du pouvoir évaporant de l'atmosphère, c'est à dire la température, le vent, l'ensoleillement. Les surfaces d'eau libre (rivières, lacs, océans etc.) sont soumises à l'évaporation.

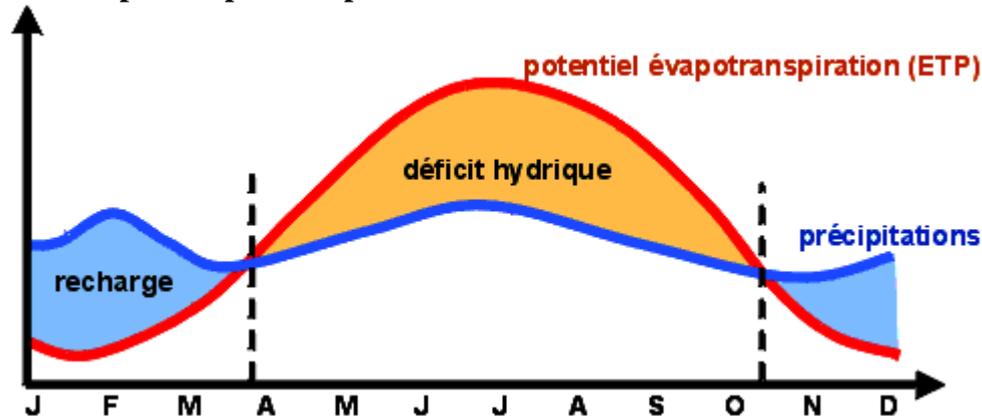
Un autre phénomène joue dans le même sens que l'évaporation, c'est *la transpiration des végétaux*. Les racines des plantes vont reprendre l'eau de la zone non saturée et même dans la zone saturée si elle est proche. Sous l'action de la transpiration la teneur en eau diminue jusqu'à ce que les plantes ne puissent plus extraire de l'eau du sol : c'est le point de flétrissement, il varie d'une plante à une autre.

On groupe l'évaporation et la transpiration sous le terme **évapotranspiration**. Pour l'évaluation de ce phénomène, il existe des formules empiriques qui sont fonction de la température, de l'ensoleillement, de la vitesse du vent etc.

L'évapotranspiration mondiale globale s'élève à environ 72000 km<sup>3</sup>. Elle constitue 62% des précipitations qui tombent sur le continent.

La connaissance de l'évapotranspiration est importante pour plusieurs problèmes : l'efficacité d'irrigation, l'approvisionnement en eau par réservoirs, la recharge de nappes d'eau souterraine.

#### 4.1. Notion d'évapotranspiration potentielle



Une partie non négligeable de l'eau arrivée au sol est évaporée ou "transpirée" par les végétaux.

En été cette évapotranspiration est intense, elle reprend généralement la totalité de l'eau qui humidifié le profil : il ne se produit pas d'infiltration vers la nappe.

En hiver l'évapotranspiration est plus faible, les sols arrivent à saturation et l'eau s'infiltrer vers la nappe : la nappe est rechargée.

Précipitations et ETP (évapotranspiration potentielle) permettent d'établir le bilan hydrique :  
pluie efficace =  $P - ETP$

*L'évapotranspiration potentielle (ETP)* est celle que l'on observerait sur un sol avec couvert végétal où l'eau serait disponible en abondance. Autrement dit l'ETP représente le pouvoir évaporant de l'atmosphère. On imagine que la tranche supérieure du sol constitue un réservoir, *la réserve facilement utilisable* du sol (RFU) dont on estime la capacité. Dans ce réservoir, l'évapotranspiration peut puiser sans restriction au taux potentiel ETP. Si l'eau vient à manquer dans le sol, *l'évapotranspiration réelle (ETR)* est inférieure à l'ETP. Elle est fonction de la quantité d'eau disponible dans le sol, c'est à dire des précipitations.

Plusieurs formules empiriques ont été proposées pour le calcul de l'ETP. Elles sont classées selon le type de données sur lesquelles elles se basent. On peut distinguer quatre catégories de formules :

- Les formules essentiellement basées sur la température de l'air et parfois sur la durée astronomique du jour (formule de Thornthwaite).
- Les formules utilisant la radiation et la température de l'air.
- Les formules faisant intervenir la radiation, la température de l'air, la vitesse du vent et l'humidité relative (formule de Penman).
- Les formules utilisant l'évaporation d'un bac et introduisant parfois des modifications inhérentes à la vitesse du vent, la température et l'humidité.

#### 4.2. Mesure de l'évapotranspiration réelle

Elle peut être déterminée en appliquant à un lysimètre l'équation du bilan hydrique.

Pour ce faire on mesure les entrées et les sorties d'eau ainsi que la variation du stock d'eau dans le lysimètre. Le lysimètre est une cuve de 1 à 150 m<sup>3</sup>, contenant le sol représentatif du champ où il est installé et soumis aux mêmes conditions climatiques.

L'ETR peut être également mesurée en dépouillant les profils de teneur en eau observés au champ pendant un intervalle de temps  $\Delta t$ . On a :

$$ETR = P - Q_D + \int_0^{z_r} \theta_1(z) dz - \int_0^{z_r} \theta_2(z) dz \quad (2.1)$$

où P est l'entrée totale d'eau (pluie et/ou arrosage),

$Q_D$  est la quantité d'eau drainée en profondeur (estimée par la loi de Darcy),

z est la profondeur,

$z_r$  est la profondeur de la zone radulaire,

$\theta_1(z)$ ,  $\theta_2(z)$  sont respectivement le profil de teneur en eau au début et à la fin de  $\Delta t$ .