

# **Chapitre 2 :**

## **Paramètres et facteurs intervenant en irrigation.**

## **Chapitre 2 :**

### **Paramètres et facteurs intervenants en irrigation.**

Dans un premier temps, la détermination des besoins en eau d'une culture nécessite la connaissance de divers paramètres concernant, aussi bien la plante elle-même que les données climatiques et pédologiques de la région du projet.

Selon Doorenbos et Pruitt (1975) le climat est l'un des facteurs qui influe le plus sur le volume d'eau que la culture perd par évapotranspiration. Les pratiques agronomiques, les techniques d'irrigation, les engrais, les infestations dues aux insectes et aux maladies peuvent aussi influencer le besoin en eau de la plante.

#### **1. Régime de la pluviométrie**

##### **1.1 Définition des précipitations**

Les précipitations sont toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. Les précipitations constituent l'unique « entrée » des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants.

##### **1.2 Régime des précipitations**

Pour identifier et classer les diverses régions pluviométriques du globe, on a habituellement recouru aux précipitations moyennes mensuelles ou annuelles (évaluées sur une longue période).

La précipitation moyenne annuelle établie sur un grand nombre d'année (hauteur moyenne des précipitations annuelles tombant à un endroit donné) est aussi appelée sa valeur normale, son module annuel ou sa valeur interannuelle. Une classification pluviométrique générale basée sur les données annuelles est fournie par le tableau suivant.

###### **1.2.1. Les étages bioclimatiques en Algérie ( Nedjraoui et Bédrani, 2008) :**

Les quatre étages bioclimatiques qui constituent le climat méditerranéen de l'Algérie sont représentés dans la figure II.1. Elles se distinguent par :

- **L'étage bioclimatique humide (L'atlas Tellien en Altitude) :**
- **L'étage bioclimatique subhumide (sur la cote et dans L'atlas Tellien) :**

Il est caractérisé par des hivers pluvieux et doux, et des étés chauds et secs, tempéré par des brises de mer ; les précipitations diminuent d'Est en Ouest (1000 – 400 mm) et du nord au sud (1000 à moins de 130 mm). Dans cette zone, les températures moyennes minimales et maximales respectivement oscillent entre 5 et 15°C en hiver et de 25 à 35°C en été. Les vents humides venant de la mer. Cependant, l'influence du désert se fait sentir jusque sur la cote par l'action du (sirocco).vent sec et chaud. Soufflant du Sud au Nord.

○ **L'étage bioclimatique semi aride sur les hautes plaines et dans l'atlas Saharien :**

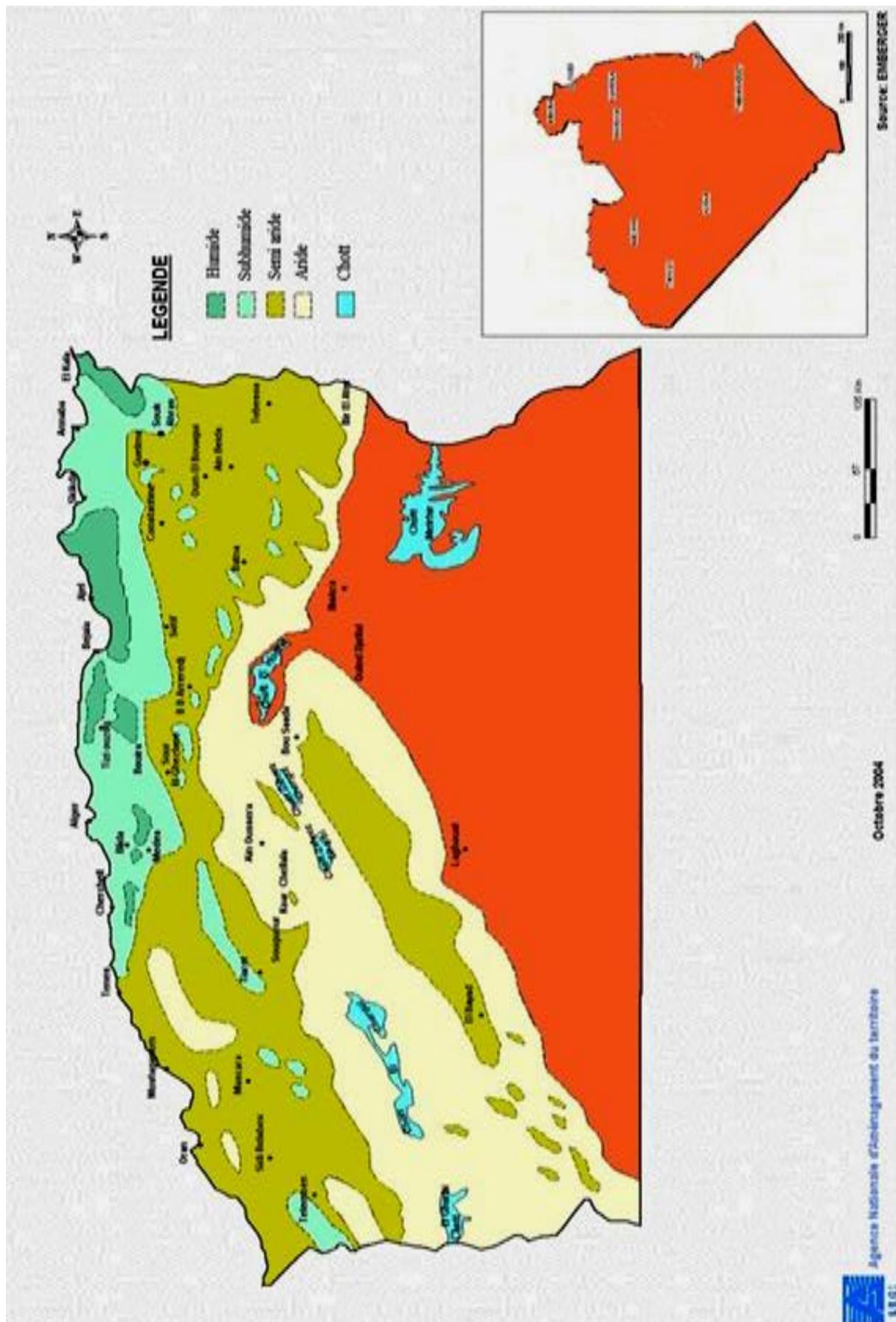
Les précipitations sont faibles et irrégulières, de 200 à 400 mm par an ; les pluies sont rares, la température descend souvent au-dessous de 0°C en hiver. En été elle dépasse 30°C et voir même 40°C.

○ **Un étage bioclimatique désertique (hyperaride) dans la région saharienne :**

Les précipitations sont exceptionnelles et très irrégulières provoquant souvent des inondations, elles sont inférieures à 100 mm par an ; le Sahara est une des régions les plus chaudes du monde, les températures de jour atteignent en été 45°C et même 50°C, la température moyenne saisonnière est de 15 à 28°C en hiver et atteint 40 à 45°C en été. Le sirocco est un vent du sud chaud et sec.

**Tableau II.1.** Régimes pluviométriques du monde (tiré de Champoux, Toutant, 1988)  
(<http://echo2.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre3/chapitre3.html>)

Nom	Caractéristiques
<i>Régime équatorial humide</i>	- plus de 200 cm de précipitations annuelles moyennes - à l'intérieur des continents et sur les côtes - région typique de ce régime : bassin de l'Amazonie
<i>Régime subtropical humide en Amérique</i>	- entre 100 et 150 cm de précipitation annuelle moyenne - à l'intérieur des continents et sur les côtes - région typique de ce régime : pointe sud-est de l'Amérique du Nord
<i>Régime subtropical sec</i>	- moins de 25 cm de précipitation annuelle moyenne - à l'intérieur des continents et sur les côtes ouest - région typique de ce régime : le sud du Maghreb
<i>Régime intertropical sous l'influence des alizés</i>	- plus de 150 cm de précipitation annuelle moyenne - sur des zones côtières étroites ; humidité - région typique de ce régime : côtes est de l'Amérique centrale
<i>Régime continental tempéré</i>	- entre 10 et 50 cm de précipitation annuelle moyenne - à l'intérieur des continents ; il en résulte des déserts ou des steppes - région typique de ce régime : plaines de l'ouest du continent nord-américain
<i>Régime océanique tempéré</i>	- plus de 100 cm de précipitation annuelle moyenne - sur les côtes ouest des continents - région typique de ce régime : la Colombie britannique, l'Europe
<i>Régime polaire et arctique</i>	- moins de 30 cm de précipitation annuelle moyenne - se situe au nord du 60e parallèle ; formation de grands déserts froids région typique de ce régime : le Grand Nord canadien



**Figure II.1.** Carte des étages bioclimatiques en Algérie (Agence Nationale d'Aménagement Du Territoire, 2004). <http://vertigo.revues.org/5375> ; DOI : 10.4000/vertigo.5375

Finalement, les précipitations font partie des processus hydrologiques les plus variables. D'une part, elles sont caractérisées par une grande **variabilité dans l'espace** et ceci quelle que soit l'échelle spatiale prise en compte (régionale, locale, etc.). D'autre part, elles sont caractérisées par une grande **variabilité dans le temps**, aussi bien à l'échelle annuelle qu'à celle d'un événement pluvieux.

### 1.3. Mesures des précipitations

Comme les précipitations varient selon différents facteurs (déplacement de la perturbation, lieu de l'averse, influence de la topographie, etc.), leur mesure est relativement compliquée.

Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un certain laps de temps. On l'exprime généralement en hauteur de précipitation ou *lame d'eau* précipitée par unité de surface horizontale (mm). On définit aussi son intensité (mm/h) comme la hauteur d'eau précipitée par unité de temps. La précision de la mesure est au mieux de l'ordre de 0,1 mm.

Les différents instruments permettant la mesure des précipitations sont :

- Le **pluviomètre** : instrument de base de la mesure des précipitations liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.
- Le **pluviographe** : instrument captant la précipitation de la même manière que le pluviomètre mais avec un dispositif permettant de connaître, outre la hauteur d'eau totale, leur répartition dans le temps, autrement dit les intensités.



Figure II.1. Le pluviomètre



Figure II.2. Le pluviographe

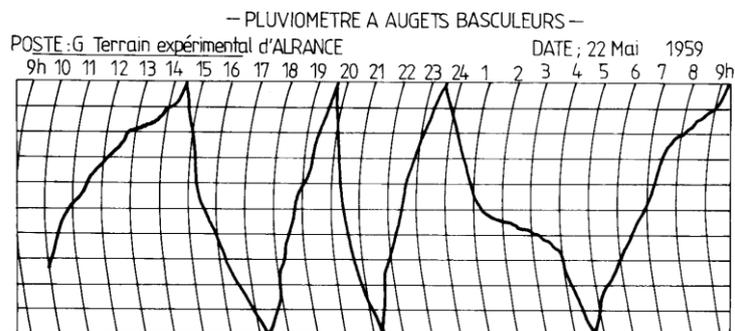


Figure II.3. Papier graphique du pluviographe

#### 1.4. Le réseau d'observation

Pour un bassin versant donné ou une région donnée, les stations pluviométriques forment un réseau d'observations. Elles fournissent des mesures ponctuelles.

Les données relatives aux stations sont d'une haute importance pour les statistiques climatiques, la planification et la gestion des ressources et les projets de construction ; la nature et la densité des réseaux doivent donc tenir compte du phénomène observé, du but des observations, de la précision désirée, de la topographie, de facteurs économiques ou d'autres encore.

La représentativité des précipitations par les mesures est fonction du réseau d'observation. Plus celui-ci est dense, meilleure est l'information et plus l'ensemble des mesures est représentatif de la lame d'eau tombée sur une surface donnée.

Les annuaires pluviométriques regroupent, pour chaque station de mesure, les résultats suivants :

- La hauteur pluviométrique journalière,
- La hauteur pluviométrique mensuelle,
- La hauteur pluviométrique annuelle,
- Le module pluviométrique annuel moyen (moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations annuelles),
- La fraction pluviométrique mensuelle (rapport entre le module annuel et le module mensuel considéré),
- Les moyennes, le nombre moyen de jours de pluie, la variabilité des précipitations et des jours de pluie,
- Les cartes de la pluviométrie mensuelle et annuelle.

Certaines de ces valeurs peuvent être régionalisées et présentées sous forme de *cartes d'isohyètes* (cartes d'équi-valeurs de précipitations).

#### 1.5. Pluviométrie efficace

En réalité une fraction seulement de la pluie tombée (et mesurée au pluviomètre), est réellement utilisable par la plante. Il est donc indispensable de connaître cette fraction, d'où la notion de *pluviométrie efficace*.

La part de pluie non utilisée peut être :

— soit de la pluie qui tombe sur un sol déjà à la capacité de rétention ; cette eau en excès est de l'eau gravitaire, qui est évacuée rapidement par percolation (ou par ruissellement si le sol est proche de la saturation);

— soit de la pluie qui ne peut pénétrer que partiellement dans le sol pour des raisons indépendantes de l'état d'humidité de ce dernier et se trouve évacuée par ruissellement.

Lorsque l'on parle de pluviométrie efficace, c'est uniquement du 2<sup>e</sup> point qu'il s'agit (l'eau perdue par excès est en effet calculée directement par le bilan hydrique pas à pas).

L'importance de l'eau perdue par ruissellement est variable selon :

- L'intensité des pluies;
- La pente du terrain ;
- La perméabilité du terrain.

Il est très difficile d'apprécier de façon correcte l'efficacité des pluies qui est liée aux conditions locales. Le plus souvent, les formules d'estimation proposées sont des relations linéaires dont les coefficients varient avec les hauteurs d'eau.

En pratique, on pourra utiliser par exemple le modèle suivant proposé par le service agricole de TIRAT (Institut de recherches agronomiques tropicales, Il a intégré le corps de l'ORSTOM).

Si  $P < 20$  mm, Ruiss = 0  $\Rightarrow P_{\text{eff}} = P$

Si  $P > 20$  mm, Ruiss = 0,15 (P - 20)  $\Rightarrow P_{\text{eff}} = P - \text{Ruiss}$

Avec :

$P$  = Pluie journalière en mm ;

Ruiss = Ruissellement en mm;

$P_{\text{eff}}$  = Pluie efficace en mm.

Sur des sols bien aménagés, on peut prendre une formule plus simple :

Ruiss = 0,1  $P$ ;

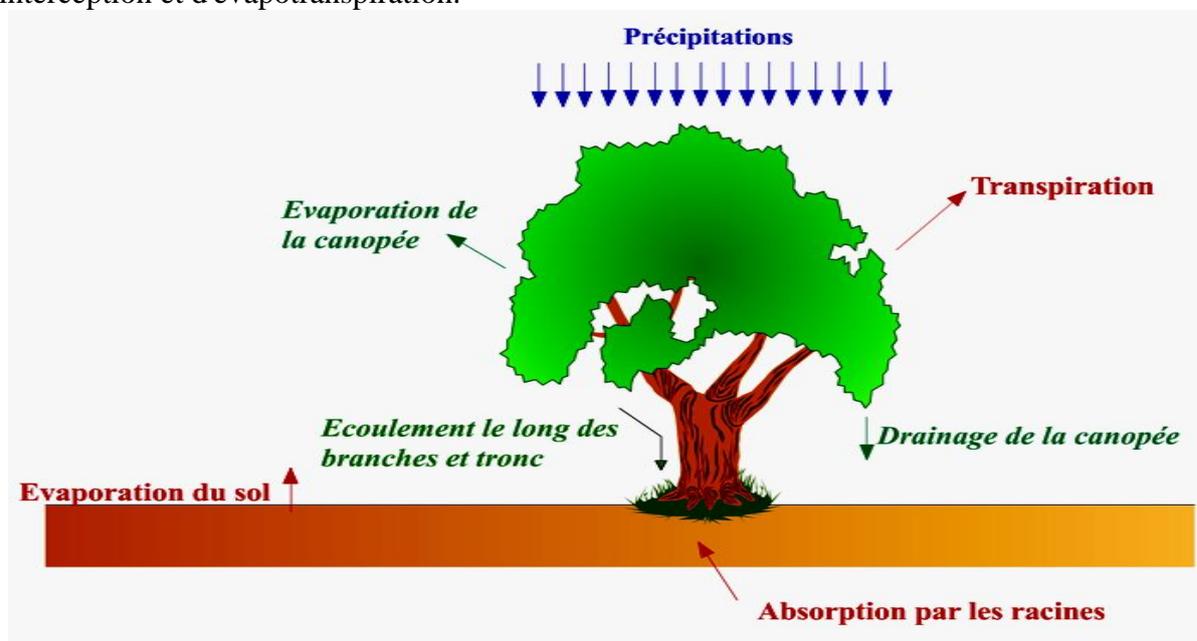
$P_{\text{eff}}$  = 0,9  $P$ .

En fait, il est toujours bon de pouvoir procéder à des mesures sur le terrain. (Pour plus de détails, consulter le document de la *FAO*, 1995).

## 2. L'évaporation

L'évaporation est le processus par lequel de l'eau passe de l'état liquide ou solide, à l'état gazeux par un transfert d'énergie thermique, cependant, l'évaporation dépend de la température, du vent, de la pression atmosphérique, de l'humidité, de la qualité et de la profondeur de l'eau, du type et de la nature du sol et enfin de la forme de la surface exposée.

La figure II.4 représente schématiquement les différents éléments intervenant dans les processus d'interception et d'évapotranspiration.



**Figure II.4.** Principaux éléments intervenant dans les concepts d'interception et d'évapotranspiration.

Les notions liées à l'interception verticale des précipitations, définie comme la fraction de l'eau qui n'atteint jamais le sol. On comprend déjà ici que l'interception telle qu'elle est définie par les hydrologues est l'interception évaporée. C'est pourquoi les auteurs parlent le plus souvent de pertes par interception. De façon analytique, les pertes par interception s'expriment par la relation suivante :  $I = P_i - (P_s + P_t)$

Où :

$I$  : Interception (pluie n'atteignant jamais le sol) [mm],

$P_i$  : Pluie incidente [mm],

$P_s$  : Pluie atteignant le sol drainée au travers du couvert végétal (canopée) [mm],

$P_t$  : Pluie atteignant le sol par écoulement le long des branches et des troncs [mm].

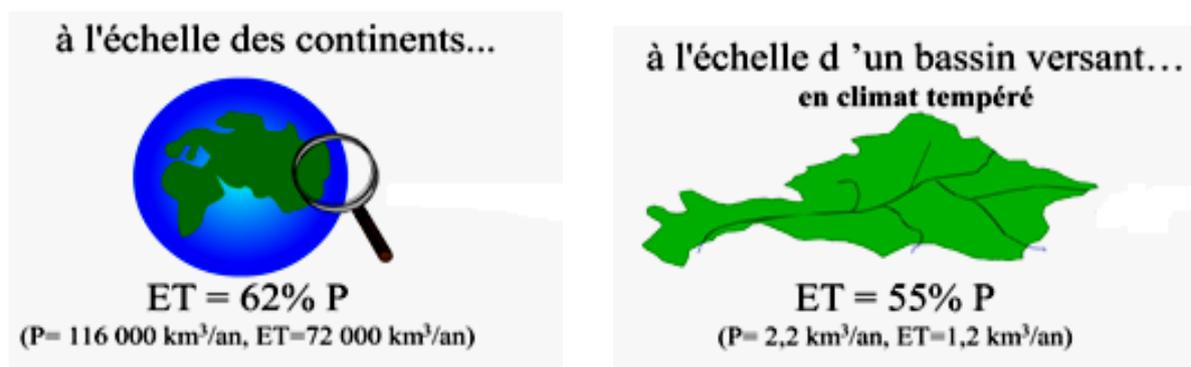
L'interception et l'évapotranspiration sont donc intimement liées. Toutefois, l'interception fait toujours appel à l'évaporation.

## 2.1. L'évaporation et la transpiration

Dans la troposphère, soit la couche de l'atmosphère au voisinage du sol (son épaisseur est de 2 à 3 kilomètres environ), l'air ambiant n'est jamais sec mais contient une part plus ou moins importante d'eau sous forme gazeuse (vapeur d'eau) qui est fournie par :

L'évaporation physique au-dessus des surfaces d'eau libre (océans, mers, lacs et cours d'eau), des sols dépourvus de végétation et des surfaces couvertes par de la neige ou de la glace. La transpiration des végétaux qui permet à la vapeur d'eau de s'échapper des plantes vers l'atmosphère.

En hydrologie, on utilise le terme d'évapotranspiration qui prend en compte la combinaison de l'évaporation directe à partir des surfaces d'eau libre et des sols nus et de la transpiration végétale. L'évaporation et plus particulièrement l'évapotranspiration jouent un rôle essentiel dans l'étude du cycle de l'eau. Comme le montre la figure suivante (Figure II.5), ces mécanismes sont importants en regard des quantités de précipitations incidentes aussi bien à l'échelle des continents qu'à celle du bassin versant.



**Figure II.5.** Importance relative (en %) de l'évapotranspiration (ET) par rapport à la précipitation incidente (P) à différentes échelles spatiales (FAO, 1985).

L'évaporation dépend essentiellement de deux facteurs :

### 2.1.1. Quantité de chaleur disponible

La quantité d'eau pouvant être évaporée à partir d'une surface dépend de la quantité de chaleur provenant du soleil. Cette quantité de chaleur varie, d'une part, selon les conditions géographiques (gradient de latitude), et d'autre part, selon l'élévation de la surface liquide par rapport au niveau de la mer (gradient altimétrique).

### 2.1.2. Température de l'air et de l'eau

Une certaine relation existe entre l'évaporation et la température de la surface évaporante. Le taux d'évaporation est, en particulier, une fonction croissante de la température de l'eau.

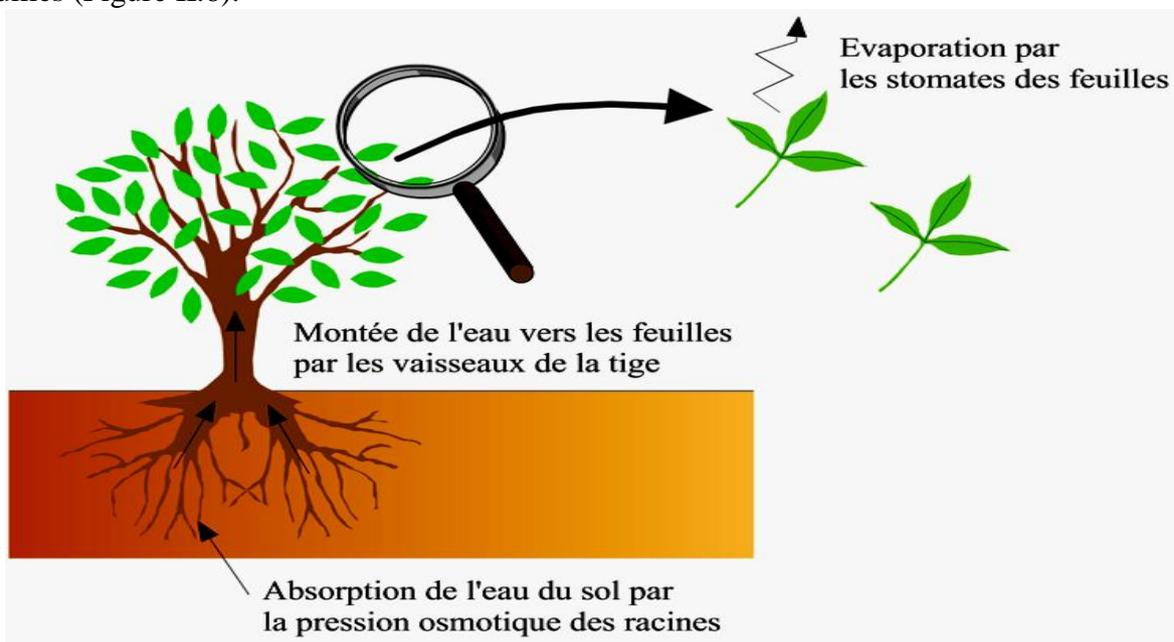
Le vent joue un rôle essentiel sur les processus d'évaporation car c'est lui qui permet, par le mélange de l'air ambiant, de remplacer au voisinage de la surface évaporante, l'air saturé par de l'air plus sec. En effet, l'air au voisinage de la surface évaporante va se saturer plus ou moins rapidement et par conséquent stopper le processus d'évaporation. Le vent, par le bais de sa vitesse mais aussi de sa structure verticale et de ses turbulences, joue un rôle prépondérant dans le processus d'évaporation. Les turbulences permettent entre autre l'ascension de l'air humide, tandis que l'air sec descend et se charge d'humidité.

## 2.2 Evapotranspiration d'un sol couvert par de la végétation

La notion d'évapotranspiration regroupe les deux processus, à savoir l'évaporation directe de l'eau du sol et la transpiration par les plantes. Sur un sol présentant une couverture végétale, même partielle, les échanges par transpiration sont quantitativement plus importants que les échanges par évaporation directe.

### 2.2.1. Rappel sur les processus physiques de la transpiration des végétaux

La transpiration peut se définir comme l'émission ou l'exhalation de vapeur d'eau par les plantes vivantes. La plante prélève l'eau du sol par l'intermédiaire de ses racines munies de cellules épidermiques. Le développement du système racinaire est lié à la quantité d'eau disponible dans le sol ; les racines peuvent atteindre des profondeurs très variables, d'une dizaine de centimètres à plusieurs mètres. L'absorption de l'eau est réalisée par osmose ou par imbibition. L'eau circule à l'intérieur des canaux du système vasculaire de la plante pour atteindre les feuilles. Le siège de l'évaporation se situe alors essentiellement au niveau des parois internes des stomates. Une certaine évaporation peut se produire directement au travers de la cuticule des feuilles (Figure II.6).



**Figure. II.6.** Représentation schématique du chemin de l'eau à travers la plante.

Outre sa participation au cycle hydrologique comme source de vapeur d'eau dans l'atmosphère, la transpiration a bien sûr de multiples autres fonctions, comme véhicule des éléments nutritifs dans la plante ou comme système de refroidissement des feuilles.

La quantité d'eau transpirée par la végétation va dépendre de facteurs météorologiques (les mêmes que pour le processus physique d'évaporation), de l'humidité du sol dans la zone racinaire, de l'âge et de l'espèce de la plante, ainsi que du développement de son feuillage et de la profondeur des racines.

### 2.2.2. Notions d'évapotranspiration de référence, maximale et réelle

On peut distinguer trois notions dans l'évapotranspiration :

- l'évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ) ou évapotranspiration potentielle, est défini comme l'ensemble des pertes en eau par évaporation et transpiration d'une surface de **gazon** de hauteur uniforme, couvrant totalement le terrain, en pleine période de croissance, recouvrant complètement le sol est alimenté abondamment en eau.

- L'évapotranspiration maximale ( $ETM$ ) d'une culture donnée est définie à différents stades de **développement végétatif**, lorsque l'eau est en quantité suffisante et que les conditions agronomiques sont optimales (sol fertile, bon état sanitaire, ...).
- L'évapotranspiration réelle ( $ETR$ ) est **la somme** des quantités d'eau évaporées par **le sol** et par **les plantes** quand le sol est à son humidité spécifique actuelle et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire réel.

Pour la culture de référence, en l'occurrence le gazon, on a donc :  $ETR \leq ETM \leq ET_0$ .

Pour tous les autres végétaux, seule la relation  $ETR \leq ETM$  est toujours valable tout au long de l'année.

D'une manière générale, l'évapotranspiration est conditionnée par : les conditions climatiques, les conditions liées au sol et à la végétation.

### 2.2.3. Evaluation de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration d'un sol couvert par de la végétation est difficile à estimer. Pour faciliter la tâche et dans un souci d'homogénéisation des modèles, les chercheurs sont arrivés à déterminer les besoins en eau des cultures, équivalents à l' $ETM$ , par la correction de l'évapotranspiration potentielle ( $ET_0$ ) d'une culture de référence, qui est normalement le gazon, par un coefficient appelé "coefficient cultural" ( $k_c$ ) en utilisant la formule suivante (Fig. II.7) :  $ETM (culture) = k_c ET_0$ .

L'échelle de temps sur laquelle les besoins sont calculés peut être l'heure, la journée, la décade, le mois ou la phase de croissance, selon l'objectif poursuivi et la disponibilité de données. La valeur du coefficient  $k_c$  est largement affectée par la nature de la culture, sa hauteur, sa durée de cycle, et son taux de croissance, mais aussi par la fréquence des pluies ou de l'irrigation au début du cycle de la culture.  $k_c$  est toujours établi expérimentalement au début, pour une région et une culture données, puis ensuite confiné dans des tables pour une utilisation ultérieure dans la même région ou dans une région similaire. Les valeurs du coefficient  $k_c$  sont théoriquement comprises entre 0 et 1, selon le stade de la culture.

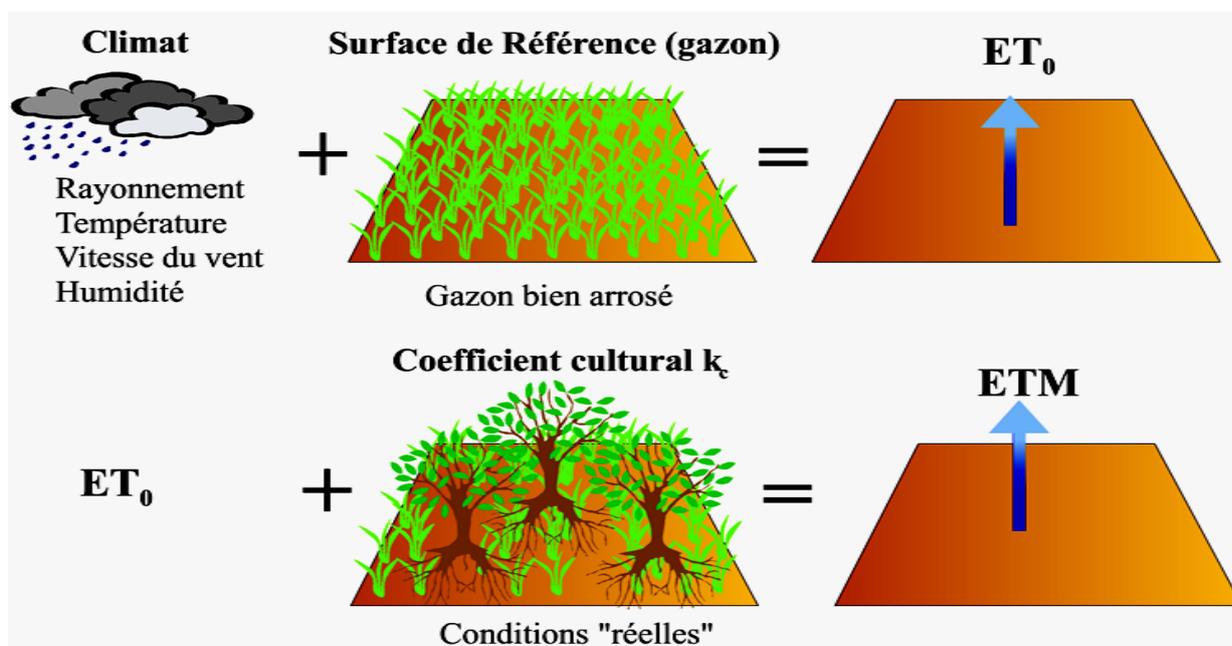


Figure II.7. Besoin en eau des cultures ( $ETM$ ) et évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ). (FAO, 2008)

La détermination de l' $ET_0$  peut être faite : soit directement à l'aide des lysimètres; soit indirectement à l'aide de formules empiriques et théoriques (ou à bases physiques) qui combinent des variables climatiques.

**- Formules empiriques ou semi-empiriques**

La formule de Turc (1961) est en revanche une relation qui peut être appliquée dans les régions tempérées pour estimer l'évapotranspiration de référence. Elle s'écrit dans son expression mensuelle ou décadaire :

$$ET_0 = 0,4 \cdot (R_G + 50) \cdot \frac{t}{t + 15} \quad (\text{Pas de temps mensuel})$$

$$ET_0 = 0,13 \cdot (R_G + 50) \cdot \frac{t}{t + 15} \quad (\text{Pas de temps décadaire})$$

Avec :

$t$  : Température moyenne de la période considérée  $t$  en ( $^{\circ}\text{C}$ ),

$ET_0$  : Evapotranspiration de référence mensuelle ou décadaire (mm),

$R_G$  : Rayonnement global mensuel ou décadaire ( $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{jour}$ ).

Cette formulation est très simple d'emploi mais ne permet pas de prendre en compte les effets du vent. De plus, elle n'est pas applicable à des échelles de temps réduites (pas de temps horaire ou journalier) qui sont justement celle qui intéresse l'ingénieur lors de projets d'irrigation.

**- Formules à base physique**

Parmi les formules théoriques proposées pour le calcul de l'évapotranspiration de référence, on trouve celle proposée par Penman (1948) qui a une signification physique bien définie puisqu'elle résulte de la combinaison du bilan d'énergie avec le transfert aérodynamique. Nous retiendrons surtout la formule de Penman-Monteith (1981) qui dérive de l'équation de Penman (1948) originale mais avec quelques modifications (introduction de la notion de résistance de surface).

**La forme générale de l'équation de Penman (1948) est :**

$$ET_0 = \frac{R_n \cdot \Delta + \frac{\rho \cdot c_p \cdot \delta e}{r_a}}{\lambda(\Delta + \gamma)}$$

Où :

$ET_0$  : Evapotranspiration de référence calculée par la relation de Penman (mm/s),

$R_n$  : rayonnement net ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),

$\Delta$  : Pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air [ $\text{kPa}/\text{C}^{\circ}$ ],

$\rho$  : Densité de l'air à pression constante ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ),

$c_p$  : Capacité thermique de l'air humide ( $\text{J}/\text{kg}/\text{C}^{\circ}$ ),

$\delta e$  : Différence entre la pression de vapeur saturante  $e_s$  (kPa) et la pression de vapeur effective dans l'air  $e_a$  (kPa) ( $\delta e = e_s - e_a$ ),

$r_a$  : Résistance aérodynamique [ $\text{s}/\text{m}$ ] (descripteur météorologique traduisant le rôle des turbulences atmosphériques dans le processus d'évaporation),

$\lambda$  : Chaleur latente de vaporisation de l'eau ( $\text{J}/\text{kg}$ ),

$\gamma$  : Constante psychrométrique ( $\text{kPa}/\text{C}^{\circ}$ ).

La pression de vapeur saturante ( $e_s$ ), la pression de vapeur effective dans l'air ( $e_a$ ) (en kPa et avec la température en degrés Celsius) etc. On a :

$$e_s = 0.611 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T}{T + 237.3}\right)$$

Avec : T, température de l'air (°C).

On obtient encore la relation suivante :  $e_a = e_s \cdot (R_h / 100)$

Où  $R_h$  est l'humidité relative de l'air (%).

Et finalement :

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_s}{(T + 237.3)^2}, \text{ Avec } \Delta \text{ en (kPa/°C}^2\text{)}$$

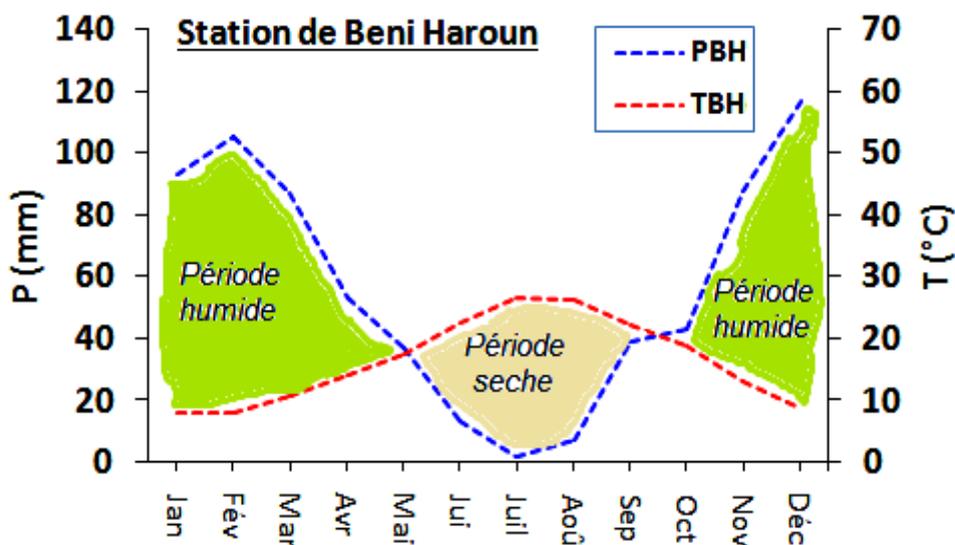
L'introduction de la notion de résistance de surface ( $r_s$ ) dans l'équation de Penman conduit à la formulation de l'équation de **Penman-Monteith (1981)** :

$$ET_0 = \frac{R_n \cdot \Delta + \frac{\rho \cdot c_p \cdot \delta e}{r_a}}{\lambda \left[ \Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]}$$

C'est la disponibilité en données météorologiques qui conditionnera le choix d'une formulation au détriment d'une autre ainsi que ses possibilités d'application pour la région d'étude concernée.

### 3. Les climogrammes de BAGNOULS – GAUSSEN ( 1953 )

**Bagnouls** et **GausSEN** ( 1953 ) , ont introduit la notion de diagramme pluviothermique, en n'utilisant que la température et les précipitations , combinées de façon à faire apparaître les saisons humides, et les saisons sèches, ces saisons sont définies graphiquement, en reportant sur l'axe des ordonnées les précipitations moyennes mensuelles, et sur le deuxième axe des ordonnées, opposé le double de la température moyenne mensuelle et sur l'axe des abscisses les mois. (**fig. II. 8**). Pour la même période ; chaque fois que la courbe des températures passe au dessus de celle des précipitations on a une période sèches, et une période humide dans le cas inverse.



**Figure II.8.** Exemple de diagramme pluviothermique (station de Béni Haroun, série 1998/2015)

### 4. Humidité relative

L'humidité relative compare la quantité d'eau présente dans l'air à la quantité qu'il faudrait pour saturer cet air à une température donnée.

Par exemple, si l'humidité relative est de 50 %, cela signifie que l'air contient la moitié de la quantité maximale de vapeur d'eau qu'il peut contenir. L'air est saturé lorsque l'humidité relative atteint 100 %. Plus l'humidité relative est grande, plus l'air est humide.

#### 4.1. Mesure de l'humidité relative

On mesure l'humidité relative de l'air à l'aide de deux thermomètres, un thermomètre ordinaire (sec) et un thermomètre dont le bulbe est entouré d'un coton imbibé d'eau (mouillé). L'eau du réservoir dans laquelle trempe le coton est à la température de l'air ambiant. Ce système de 2 thermomètres se nomme « psychromètre » (Fig II.9).

- Le thermomètre sec indique la température de l'air.
- Le thermomètre mouillé indique normalement une température plus basse que celle du thermomètre sec. C'est que de l'eau s'évapore du coton imbibé et on sait que l'évaporation produit un refroidissement. À cause de l'évaporation, l'eau qui reste dans le coton se refroidit et le thermomètre indique une température plus basse que le thermomètre sec. Plus l'air est sec, plus il y a d'eau qui s'évapore du coton et plus la température du thermomètre mouillé est basse. La différence de température entre les deux thermomètres est donc d'autant plus grande que l'air est sec.

Au contraire, si l'air est très humide, peu d'eau s'évaporera du coton et la température du thermomètre mouillé diminuera. Lorsque l'air est saturé (100 % d'humidité relative), il n'y a pas d'évaporation et le thermomètre mouillé indique la même température que le thermomètre sec.

Utilisez le tableau II.2 pour calculer le pourcentage d'humidité relative de l'air. Il suffit de trouver le point de rencontre de la température du thermomètre mouillé avec celle du thermomètre sec.

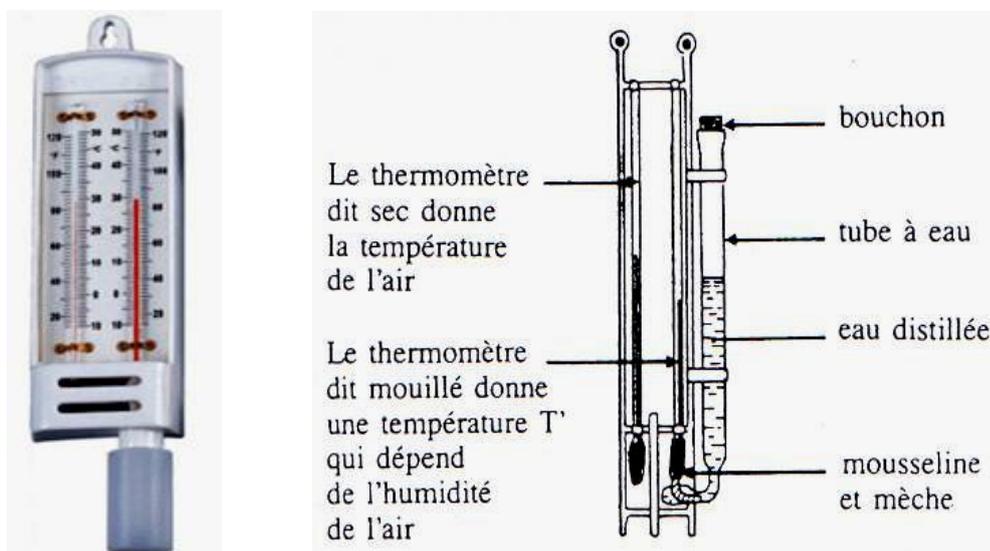


Figure II.9. Psychromètre.

Tableau II.2. Estimation de l'humidité relative.

		Température du thermomètre sec (Celsius)												
		10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30		
Température du thermomètre mouillé (Celsius)	2	15												
	4	34	21	10										
	6	55	39	26	15	7								
	8	77	58	42	30	20	12	6						
	10	100	78	60	46	34	24	17	10					
	12		100	79	63	49	37	28	20	14	5			
	14			100	81	65	51	40	31	24	18	9		
	16				100	82	66	54	43	34	27	21		
	18					100	83	68	56	46	37	30		
	20						100	83	69	58	48	39		
	22							100	84	71	59	50		
	24								100	85	72	61		
	26									100	85	73		
	28										100	86		
30											100			

## 5. Vitesse et fluctuation des vents

Le vent se caractérise par deux grandes variables par rapport au temps : sa vitesse (m/s) et sa direction, ce paramètre est mesuré dans toutes les stations climatiques, par des équipements assez simple, tel que les anémomètres, a girouette ou a hélice (fig. II.10).



Anémomètre à girouette



Anémomètre à hélice

Figure II.10. .Mesure du vent.

## 6. Reliefs et topographie

La notion de relief renvoie à celle desq ses deux composantes principales, **l'altitude et la pente**.

**Les caractères généraux du climat de montagne** liés à l'altitude (diminution des températures ; accroissement des précipitations et de la couverture nivale (neige); augmentation de l'insolation ; brièveté de la période de végétation ; gel tardif) ou au modelé topographique (influence de l'exposition), **entraîne un tri écologique des êtres vivants et notamment des végétaux, suivant leur physiologie.**

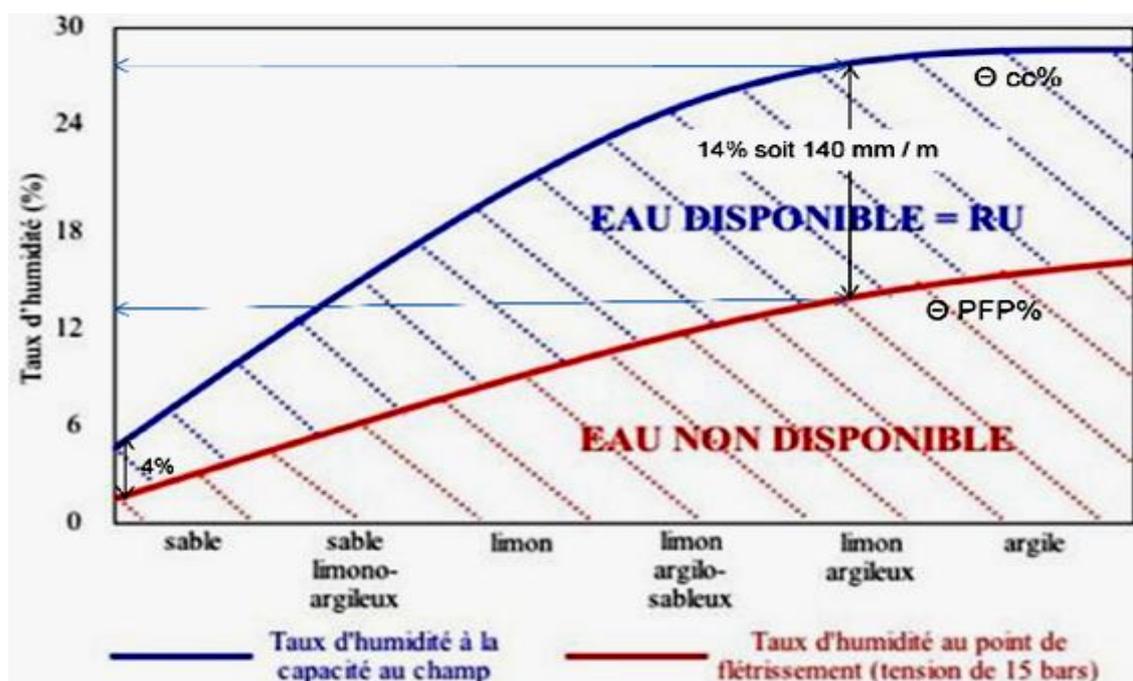
La pente, qui détermine une géomorphologie particulière liée à la gravité (érosion et entraînement des matériaux; ruissellement des eaux ; avalanches ; mouvements de terrain ; dépôts de terrains remaniés) représente également une contrainte forte pour l'installation et la pérennité des plantes.

## 7. L'eau dans le sol (rappel)

Dans le sol, l'eau se déplace des zones humides vers les zones plus sèches. Son déplacement est multidirectionnel. Il est influence par les caractéristiques du sol (profondeur, texture, porosité), celles du sous-sol et celles de la plante (systèmes raculaire et aérien). Dans les sols tassés, compacts et a forte teneur en argile, l'écoulement de l'eau est lent, contrairement aux sols de texture légère qui sont dotes d'un pouvoir de filtration plus élevé.

### 7.1. Notions sur la réserve utile

L'eau perdue par la plante lors de sa transpiration sous l'effet de la demande climatique doit être restituée pour que la culture puisse continuer a végéter et a produire. Cette eau est puisée par les racines dans les réserves du sol. La quantité d'eau disponible a la plante s'appelle **la réserve utile (RU)**. Elle est exprimée en millimètre d'eau (mm) et est définie par la différence entre l'humidité du **point de ressuyage (saturation)** et celle du **point de flétrissement ( $\theta_{pfp}$ )**, c.-a-d. L'humidité mesurée a la capacité au champ ( $\theta_{cc}$ ) et celle qui est mesurée au point de flétrissement permanent (**Fig. II.11**).



**Figure II.11.** Ordre de grandeur de la réserve utile du sol RU en mm, pour différentes textures. (www.afidol.org, Adapte par Buckman et Brady, 1965).

**7.2. L'humidité à la capacité au champ ( $\theta_{cc}$ )** est l'humidité d'un sol ressuyé dans des conditions ou le drainage est assuré librement. Le sol est théoriquement plein. Elle est mesurée à 1/3 bar.

**7.3. L'humidité au point de flétrissement permanent ( $\theta_{pfp}$ )** est mesurée au laboratoire a 15 bars. C'est l'humidité du sol pour laquelle l'eau est retenue avec une intensité supérieure aux forces de succion des racines et dans ce cas, l'eau n'est pas accessible à la plante.

Au delà du point de ressuyage, le sol est saturé en eau ; la plante peut se trouver en situation d'asphyxie. Au delà du point de flétrissement, la plante ne peut plus absorber l'eau.

La figure II.13 et le Tableau II.4 donnent un ordre de grandeur de la réserve utile du sol RU en mm, pour différentes textures (*www.afidol.org*, Adapter par Buckman et Brady, 1965).

La réserve utile est exprimée par :  $RU = (\theta_{cc} - \theta_{pfp}) \cdot d_a \cdot D$

Avec :  $d_a$  : la densité apparente du sol ( $g/cm^3$ ), et  $D$  : est la profondeur des racines (m).

Les sols sableux ont une forte proportion en éléments grossiers et une faible capacité de rétention de l'eau. Les sols argileux et riches en matière organique et en humus emmagasinent d'importantes quantités d'eau de par leur proportion en particule fines, mais ceci n'implique pas nécessairement une plus grande disponibilité de cette eau à la plante (fig. II.13).

## 8. La réserve facilement utilisable (RFU)

Est la quantité d'eau accessible à la plante sans difficultés (Figure II.12). C'est une fraction de RU. La valeur de RFU représente 30% à 60% de la RU, en fonction du type de sol, de la plante, de la profondeur des racines (Tableau II.5), des conditions climatiques et du mode d'irrigation (FAO, 1995), ce pourcentage est noté (p) et exprime est exprimé en degré de tarissement de l'eau dans le sol.

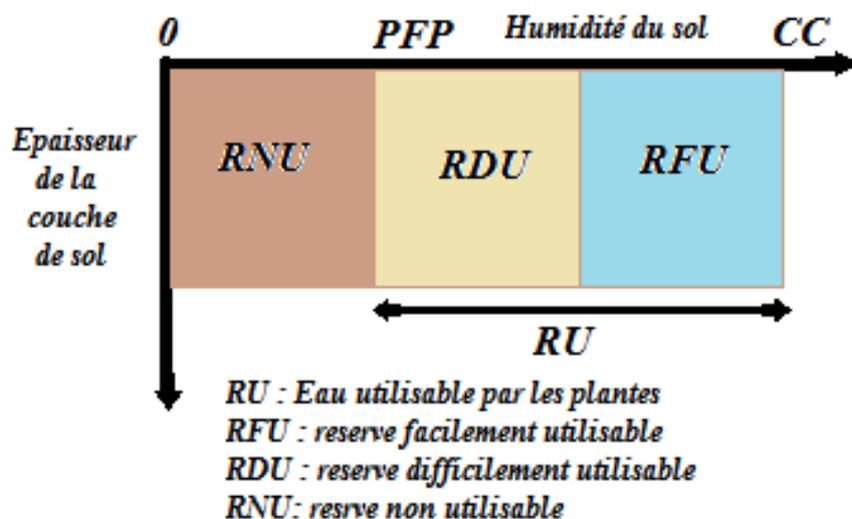


Figure II.12. Représentation schématique des composantes de la réserve en eau du sol (Masmoudi Charfi, 2012).

- Les observations de terrain ont montré que moins le tarissement en eau était important, plus l'eau était disponible aux cultures et plus élevés sont leurs développements et rendements.
- Lorsque RFU est consommée, la plante puise dans la **réserve difficilement utilisable** (RDU) si elle le peut ; elle ferme alors en partie ses stomates.
- Lorsque le sol atteint son point de flétrissement permanent, les racines ne peuvent plus absorber l'eau et les plantes finissent par flétrir.

Le tableau II.3 présente un ordre de grandeur de quelques paramètres du sol en fonction de sa texture.

**Exemple de détermination de la quantité d'eau retenue dans une couche de sol à partir de sa capacité au champ.**

**Données:**

La capacité au champ ( $\theta_{cc}$ ) d'une couche de sol de 45 cm est de 18%.

Le rapport  $\theta_{cc} / \theta_{pfp} = 1,85$ .

La densité apparente du sol est  $d_a = 1,2 \text{ g/cm}^3$

**Question:**

Quelles est la quantité d'eau, «  $S_a$  » retenue dans cette couche de sol en  $\text{m}^3/\text{ha}$  ?

**Réponse:**

$\theta_{cc} = 18\%$ ,

$\theta_{pfp} = \theta_{cc} / 1,85 = 9,7\%$

$\theta_{cc} - \theta_{pfp} = 18\% - 9,7\% = 8,3\%$

$RU = (\theta_{cc} - \theta_{pfp}) \cdot d_a \cdot D = 8,3 \times 1,2 \times 10 = 99,6 \text{ mm/m}$

Pour une profondeur de 45 cm, la réserve du sol est de:

$S_a \text{ (mm)} = 8,3 \times 1,2 \times 10 \times 0,45 = 44,8 \text{ mm}$ , avec  $1 \text{ mm} = 1 \text{ m}^3/\text{ha}$ , soit alors :  $44,8 \text{ m}^3/\text{ha}$

**Tableau II.3.** Valeurs de quelques propriétés physiques du sol en fonction de sa texture.  
(Phocaides, 2008, in Masmoudi Charfi, 2012 ).

	<i>Texture lourde (fine)</i>	<i>Texture moyenne</i>	<i>Texture légère (grossière)</i>
<i>Humidité de saturation</i>	55-65 %	35-45 %	25-35 %
<i>Humidité à la capacité au champ</i>	32-42 %	18-26 %	8-10 %
<i>Humidité au point de flétrissement</i>	20-24 %	10-14 %	4-5 %
<i>Rapport : <math>\theta_{cc} / \theta_{pfp}</math></i>	1,75/1	1,85/1	2/1
<i>Densité apparente du sol (<math>d_a</math> en <math>\text{g/cm}^3</math>)</i>	1,0-1,2	1,2-1,4	1,4-1,6
<i>Tension du sol a la capacité au champ (bar)</i>	0,3	0,2	0,1
<i>Tension du sol au point de flétrissement permanant (bar)</i>	15,0	15,0	15,0
<i>Temps requit pour passer de la saturation à la capacité au champ (h)</i>	36-89	24-36	18-24
<i>Taux d'infiltration (mm/h)</i>	2-6	83-16	25-75

**9. Notions sur la texture du sol**

La texture (ou granulométrie) d'un sol est définie par le pourcentage d'éléments minéraux présents dans le sol. Cela concerne, par ordre de taille croissant, *les argiles* (moins de 2 microns de diamètre), *les limons* (de 2 à 20 microns), *les sables* (de 20 microns à 2 mm), au-delà on parle d'éléments grossiers (cailloux, galets, roches, etc.). Dans un substrat, elle peut être déterminée du point de vue quantitatif, par une analyse mécanique, elle détermine le type de sol selon l'importance en % de tel ou tel composant, on utilisant l'outil triangle de la texture de sol figure II.13), on peut déterminer les différentes textures des sols.

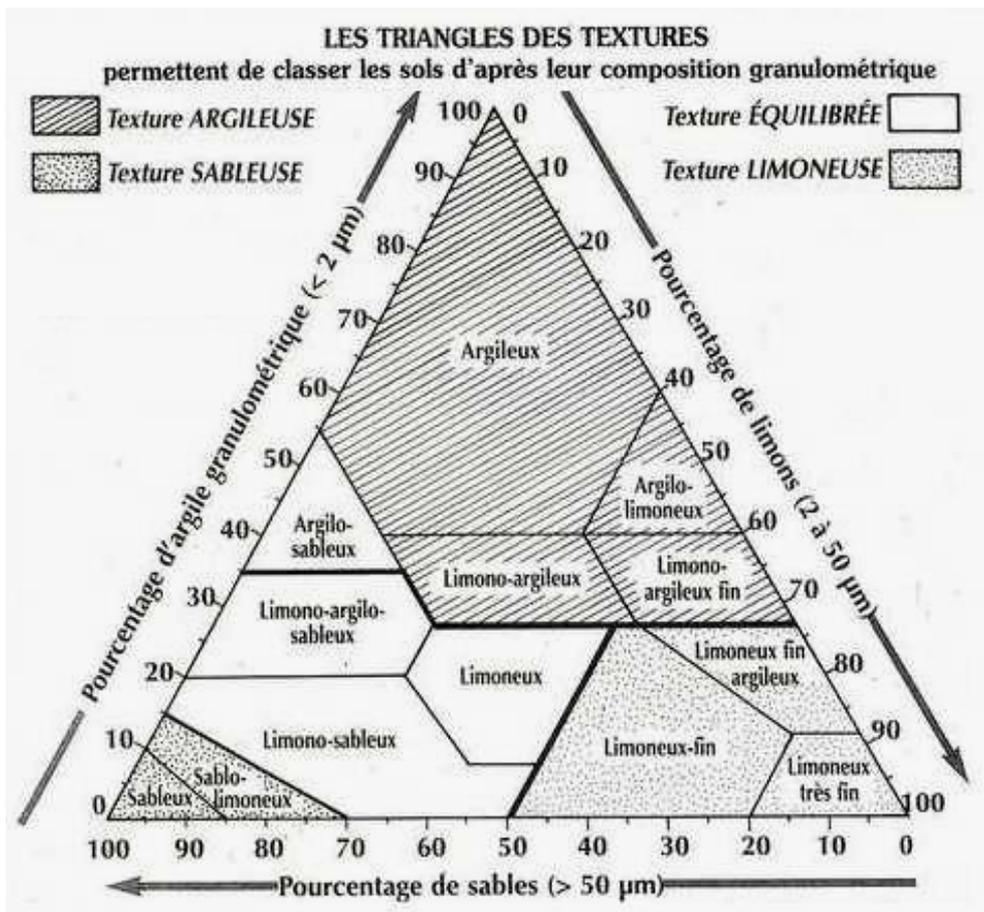


Figure II.13. Triangle des textures, Jamagne et al., 1967. (www.afidol.org).

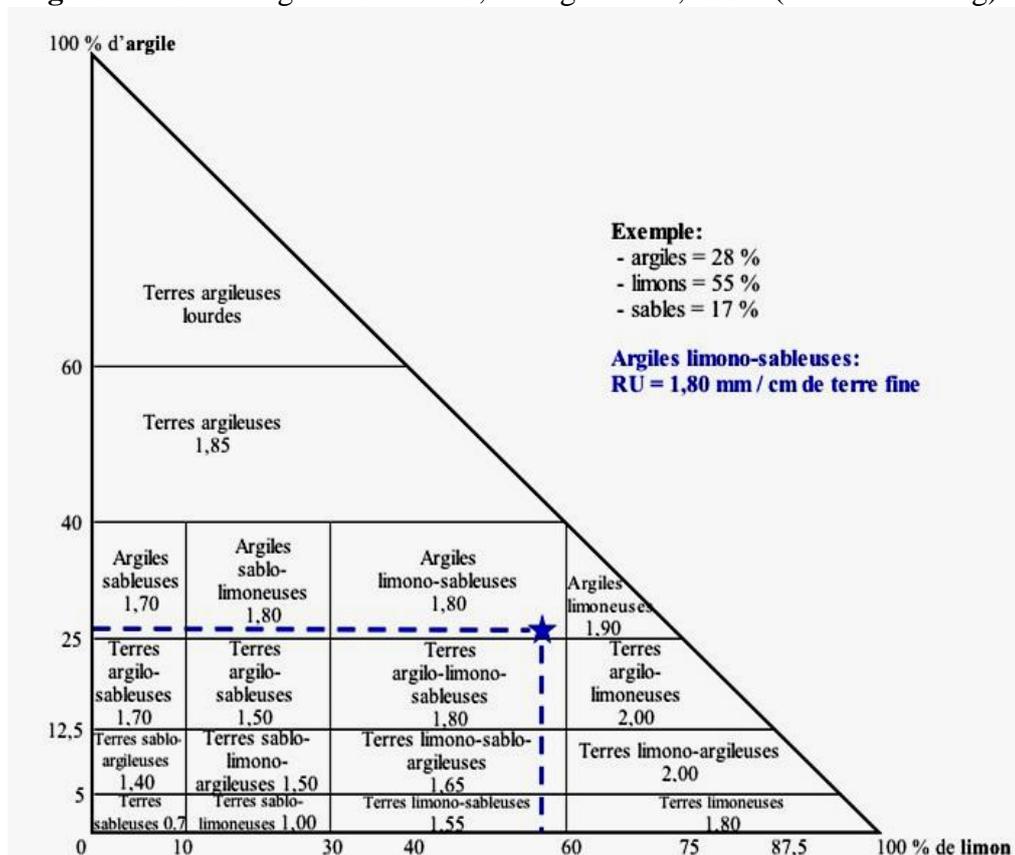


Figure II.14. Exemple de calcul de la RU à partir du triangle des textures, GEPA, 1963 (groupe d'étude des problèmes de pédologie appliquée) (www.afidol.org).

**Tableau II.4.** Caractéristiques physiques de sols (selon Israesen-Hansen, 1962)

<i>Texture du sol</i>	<i>Perméabilité</i>	<i>Porosité</i>	<i>Masse volumique</i>	<i>Capacité de rétention</i>	<i>Point de flétrissement</i>	<i>Réserve utile</i>
	<i>cm/h</i>	<i>%</i>	<i>Kg.dm-3</i>	<i>% vol</i>	<i>% vol</i>	<i>mm.m3 profondeur</i>
<i>Sablonneux</i>	5	38	1.65	15	7	80
<i>Sablo-limoneux</i>	2.5	43	1.50	21	9	120
<i>Limoneux</i>	1.3	47	1.40	31	14	170
<i>Argilo-limoneux</i>	0.8	49	1.35	36	17	190
<i>Limono- argileux</i>	0.25	51	1.30	40	19	210
<i>Argileux</i>	0.05	53	1.25	44	21	230

**Tableau II.5.** Quelques valeurs des profondeurs d'enracinement (selon Israesen-Hansen, 1962)

<i>Cultures</i>	<i>Profondeurs (m)</i>	<i>Cultures</i>	<i>Profondeurs (m)</i>	<i>Cultures</i>	<i>Profondeurs (m)</i>
<i>Agrumes</i>	100-120	<i>Fraises</i>	30.40	<i>Pomme de terre</i>	60
<i>Arachides</i>	45	<i>Haricots</i>	60	<i>Légumes</i>	30-60
<i>Bais (canne)</i>	90	<i>Luzernes</i>	90-180	<i>Salades</i>	30
<i>Betteraves</i>	60-90	<i>Mais</i>	75	<i>Sorgho</i>	75
<i>Céréales</i>	60-75	<i>Melons</i>	75-90	<i>Soja</i>	60
<i>Carottes</i>	45-60	<i>Noix</i>	90-180	<i>Tabac</i>	75
<i>Choux</i>	45-60	<i>Oignons</i>	45	<i>Tomates</i>	30-60
<i>Concombres</i>	45-60	<i>Patates douces</i>	90	<i>Vignes</i>	90-180
<i>Coton</i>	120	<i>Pois</i>	75		
<i>Arbres fruitiers à feuilles caduques</i>	100-120	<i>Pâturages graminées</i>	45	<i>Pâturage (avec trèfle)</i>	60

## 10. Notions sur la Température

Lorsqu'on mesure la température de l'air, il faut s'assurer que les thermomètres sont placés à l'abri du soleil, avec une ventilation naturelle s'en trouve diminuée. Des écrans spéciaux contre le rayonnement ont été conçus pour les thermomètres à thermocouples. Les mesures de la température de l'air doivent être faites avec une exactitude de  $\pm 0,3^{\circ} \text{C}$ .

La plupart des cultures cessent de se développer quand la température descend au-dessous d'un seuil critique. De même, des températures très élevées (au-dessus de  $30-35^{\circ}\text{C}$ ) ont un effet néfaste sur la croissance. Entre la température minimale nécessaire à la croissance végétale et la température optimale de photosynthèse, le taux de croissance augmente plus ou moins linéairement avec la température; au-delà, il reste stable à l'intérieur de la fourchette des températures optimales, pour retomber à des températures plus élevées. Il y a interaction entre la température et le rayonnement solaire. Le potentiel de croissance est à son maximum quand le rayonnement et la température sont tous les deux compris dans les limites optimales.

La représentativité des températures par les mesures est fonction du réseau d'observation. Plus celui-ci est dense, meilleure est l'information et plus l'ensemble des mesures est représentatif du régime thermique de la région.

Les annuaires thermiques pour chaque station de mesure, regroupent, les résultats suivants : La température journalière, mensuelle, annuelle, Le module annuel moyen (moyenne arithmétique des valeurs annuelles), les valeurs maximales et minimales (soit mensuelles ou annuelles), Les cartes de la température mensuelle et annuelle.

Certaines de ces valeurs peuvent être régionalisées et présentées sous forme de cartes isothermes de la température considérée.