

COURS SCIENCES DU SOL

L'EAU DU SOL

Pour caractériser l'état de l'eau du sol et son comportement on fait classiquement appel à deux types d'informations : la quantité d'eau présente dans le sol (notion d'humidité ou de teneur en eau) et l'état énergétique de cette eau (notion de potentiel).

1. TENEUR EN EAU D'UN SOL

1.1 Définition

La teneur en eau du sol exprime la quantité d'eau présente dans le sol au moment de la mesure. Elle varie selon les conditions climatiques, le type de sol, les prélèvements par les végétaux, etc. Selon qu'on la rapporte à la masse ou au volume, on définit :

- **la teneur en eau massique, w** , qui représente la masse d'eau contenue dans un échantillon de sol (M_w), rapportée à la masse de ses constituants solides (M_s) :

$$w = M_w / M_s \quad (\text{kg kg}^{-1}), \quad \text{ou :} \quad w = (M_w / M_s) 100 \quad (\%).$$

Le sol est considéré conventionnellement comme sec après séchage dans une étuve à 105°C jusqu'à obtention d'un poids constant (par ex. 24 h).

Pour un sol minéral saturé, w varie généralement entre 0.25 et 0.6. Dans les sols tourbeux, l'humidité massique peut dépasser 100 %. La teneur en eau à saturation est plus élevée dans les argiles que dans les sols plus grossiers.

- **la teneur en eau volumique, θ** , qui correspond au rapport du volume d'eau présent dans un sol (V_w), au volume total de sol (V_t) :

$$\theta = V_w / V_t \quad (\text{m}^3 \text{ m}^{-3}), \quad \text{ou :} \quad \theta = (V_w / V_t) 100 \quad (\%).$$

La teneur en eau volumique du sol varie entre une valeur minimale dite teneur en eau résiduelle, θ_r , et une valeur maximale, la teneur en eau à saturation, θ_s . Cette dernière est en principe égale à la porosité totale puisque tous les pores sont remplis d'eau. Toutefois en pratique, *il est rare qu'un sol soit totalement saturé car il reste des poches d'air occlus*. L'humidité maximale d'un sol est généralement appelée teneur en eau à saturation naturelle, θ_{sn} .

Valeurs indicatives de θ_s

Sols sableux	: 40 à 50 %
Sols limono-sableux	: 30 à 40 %
Sols argileux	: jusqu'à 60 %

La teneur en eau volumique est liée à la teneur en eau massique par la relation :

$$\theta = w (\rho_d / \rho_w) \quad \begin{array}{ll} \rho_d & : \text{masse volumique apparente sèche du sol} \quad (\text{kg m}^{-3}) \\ \rho_w & : \text{masse volumique de l'eau} \quad (\text{kg m}^{-3}) \end{array}$$

La teneur en eau volumique est plus difficile à obtenir que la teneur en eau massique puisque la quantité d'eau est ramenée au volume total de l'échantillon de sol. Pour le faire, on doit opérer sur des échantillons dont on connaît le volume. Toutefois elle est plus intéressante pour de nombreuses applications pratiques, notamment pour calculer les volumes d'eau stockée dans le sol et les doses d'irrigation, pour établir des bilans hydriques, etc. Elle peut être transformée directement en hauteur d'eau équivalente.

- le degré de saturation, S_w

Cet indice est défini comme le rapport entre le volume d'eau (V_w) présent dans le sol et le volume des pores (V_v) :

$$S_w = (V_w / V_v) 100 \quad (\%).$$

Il varie entre une valeur résiduelle minimale de quelques percent à près de 100 % dans un sol saturé. Le degré de saturation est lié à la teneur en eau volumique par la relation :

$$S_w = \theta / n \quad n : \text{porosité totale}$$

1.2 Mesure de l'humidité du sol¹

Les méthodes de détermination de l'humidité d'un sol sont fort nombreuses. On les sépare habituellement en deux groupes :

- méthodes directes effectuées généralement en laboratoire
- méthodes indirectes réalisées sur le terrain

1.2.1 Méthodes directes

Ces méthodes consistent à extraire l'eau du sol (étuve, four à micro-onde, extraction par l'alcool, exposition à des rayons infrarouges, etc.) et à déterminer la quantité d'eau extraite, par pesage avant et après élimination de l'eau.

Dans la méthode traditionnelle (dite gravimétrique), l'extraction de l'eau se fait dans une étuve. L'opération consiste à :

- prélever un échantillon de sol (quelques dizaines de grammes) et le placer dans un sachet ou dans un récipient étanche pour éviter les pertes par évaporation durant le transport ;
- sitôt arrivé au laboratoire, peser l'échantillon pour obtenir sa masse humide, M_h ;
- placer l'échantillon dans l'étuve à 105°C² jusqu'à obtention d'une masse constante.

Le temps de séchage dépend de la nature du sol, de la taille de l'échantillon et des caractéristiques de l'étuve (en général 24 h)

¹The article: doi 10.1016/j.jhydrol.2012.01.041, compares inexpensive measurement techniques with TDR, and concludes that the inexpensive methods are inaccurate.

²La température de séchage de 105°C est conventionnelle et arbitraire. A cette température certaines argiles présentent encore des quantités d'eau appréciables. D'autre part, certaines matières organiques (MO) peuvent s'oxyder et se décomposer à des températures bien inférieures à 105°C. Dans le cas où la teneur en MO est importante, il paraît préférable de se limiter à une température de séchage de l'ordre de 70 à 80°C, en précisant bien le cadre dans lequel les résultats ont été obtenus.

- une fois le séchage terminé, peser à nouveau l'échantillon, ce qui fournit sa masse sèche, M_s
- en déduire la valeur de l'humidité massique w :

$$w = (M_h - M_s) / M_s = M_w / M_s.$$

Obtention de l'humidité volumique, θ

- si la valeur de la masse volumique apparente sèche du sol, ρ_d , est connue, on calcule directement θ à partir de w , au moyen de la relation :

$$\theta = w (\rho_d / \rho_w).$$

- lorsque la valeur de ρ_d n'est pas connue, on opère sur un échantillon dont on connaît le volume (V_t).

Inconvénients de la méthode gravimétrique

- méthode destructrice ; il est donc impossible de répéter la mesure au même emplacement lorsque l'on souhaite suivre les variations temporelles de l'humidité ;
- résultats très localisés : nécessité de prélever plusieurs échantillons lorsqu'une valeur moyenne représentative d'un certain volume de sol est souhaitée ;
- méthode longue et relativement laborieuse ;
- nécessité de connaître le volume de l'échantillon lorsque l'humidité volumique est souhaitée.

1.2.2 Méthodes indirectes

Ces méthodes sont basées sur le fait que certaines propriétés physiques ou physico-chimiques du sol varient avec l'humidité. En mesurant ces propriétés (résistance électrique, thermalisation des neutrons, atténuation des rayons gamma, constante diélectrique, etc.), on peut en déduire la teneur en eau au moyen de relations d'étalonnage. Parmi ces méthodes indirectes, les techniques les plus utilisées sont les méthodes nucléaires (méthode neutronique ou atténuation gammamétrique) et les méthodes diélectriques (technique TDR, technique capacitive et télédétection micro-onde).

1.2.2.1 Mesures nucléaires

a) Méthode neutronique (sonde à neutrons)

L'utilisation de la sonde à neutrons exige l'installation préalable d'un tube d'accès qui reste en place par la suite. Ce tube de 4 à 5 cm de diamètre est fermé à son extrémité inférieure ; sa longueur est quelque peu supérieure à la profondeur maximale à laquelle on envisage d'effectuer des mesures.

L'appareil permet de réaliser des mesures rapides et non destructrices de la teneur en eau à différentes profondeurs et de les répéter périodiquement aux mêmes emplacements ; il est constitué de deux parties :

- la sonde proprement dite que l'on descend dans le tube d'accès et qui contient une source de neutrons rapides et un détecteur de neutrons thermalisés ;
- le compteur qui se trouve à la surface du sol et qui mesure le flux de neutrons thermalisés.

Principe

La source (mélange d'Am - Be ou de Ra - Be) émet des neutrons rapides (1600 km s^{-1}) qui entrent en collision avec les atomes des éléments constitutifs du sol et perdent graduellement leur énergie cinétique. Après un certain nombre de collisions (18 pour H, 114 pour C, 150 pour O, etc.), les neutrons sont thermalisés et forment un nuage de neutrons lents (3 km s^{-1}) autour de la sonde. Les atomes d'hydrogène qui ont approximativement la même masse que les neutrons présentent un pouvoir de ralentissement considérablement plus élevé que les autres atomes du sol, à tel point que le nombre de neutrons ralentis est proportionnel à la teneur en hydrogène et donc à sa teneur en eau. La densité de neutrons lents est enregistrée par un détecteur au trifluorure de bore qui envoie une impulsion au compteur à chaque détection d'un neutron thermalisé.

Etalonnage

Le problème principal posé par l'utilisation de la sonde à neutrons est l'établissement de la courbe d'étalonnage. En effet, un certain nombre de facteurs peuvent perturber la mesure :

- présence de matière organique qui comporte aussi des atomes d'hydrogène ;
- valeur de la masse volumique apparente sèche : si le ralentissement des neutrons est régi essentiellement par la présence de noyaux d'hydrogène, leur déplacement est perturbé par les noyaux des autres éléments constitutifs du sol qui contribuent à les conserver au voisinage de la sonde. Ainsi donc, à une forte densité est liée une augmentation des valeurs fournies par la sonde ;
- composition chimique du sol : certains éléments absorbent les neutrons. Il s'agit en particulier du bore, du chlore et, à un degré moindre, du manganèse, du fer et du potassium.

Il est donc nécessaire d'établir une courbe d'étalonnage (Fig. 1) pour chaque site de mesure et pour chaque horizon pédologique. La technique d'étalonnage la plus commune consiste à effectuer des mesures à la sonde et à prélever, au même moment et à la même profondeur, des échantillons de sol pour analyse ultérieure de l'humidité en laboratoire. La courbe d'étalonnage est obtenue par corrélation entre les mesures neutroniques et l'humidité volumique déterminée sur les échantillons.

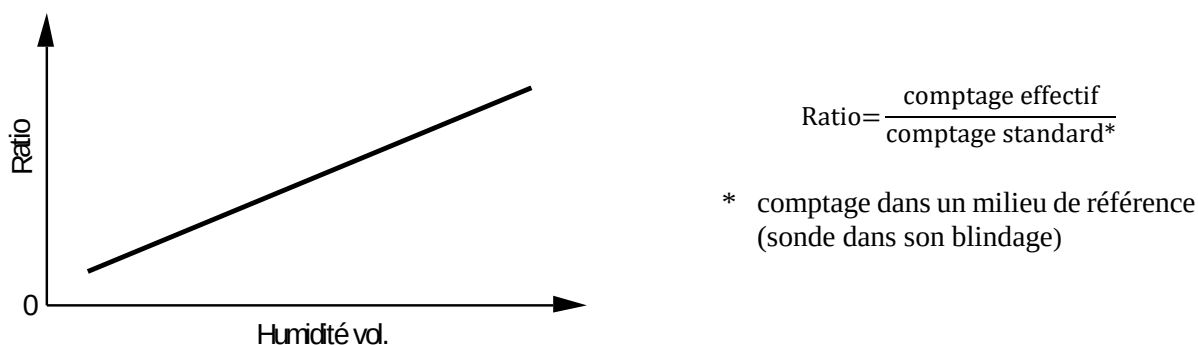


Fig. 1 : Exemple de courbe d'étalonnage d'une sonde à neutrons.

Pour les sols faiblement pourvus en matières organiques, l'équation de la courbe d'étalonnage peut généralement s'exprimer par une relation du type :

$$N = (a \rho_d + b) \theta + c \rho_d + d$$

- N : nombre d'impulsions détectées
- a,b,c,d : constantes caractéristiques du sol
- ρ_d : masse volumique apparente sèche du sol
- θ : humidité volumique

Limitations de l'appareil

- 1) Le volume de sol intéressé par les mesures à la sonde à neutrons correspond à celui d'une sphère centrée sur la source. Cette sphère, dite sphère d'influence, contient par définition 95 % des neutrons lents ; son rayon peut être estimé par la relation $R = 15 \theta^{-1/3}$ (R en cm, θ en $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). En fait, le rayon dépend non seulement de l'humidité du sol, mais également de l'énergie des neutrons émis par la source. Il se situe généralement entre 15 cm en sol humide et plus de 50 cm en sol sec. Les conséquences en sont :
 - l'appareil est mal adapté à la détection de fronts abrupts d'humidité et à la détermination de variations brutales de teneur en eau entre horizons différents ;
 - les mesures près de la surface du sol sont à proscrire car une partie des neutrons s'échappent dans l'atmosphère.

En général toutefois, la dimension de la sphère d'influence constitue un avantage, car elle évite à la mesure une trop forte sensibilité aux hétérogénéités locales.

- 2) Nécessité d'utiliser l'appareil avec diligence et précautions.

b) Atténuation gammamétrique : cette méthode surtout utilisée en laboratoire ne sera pas décrite ici.

1.2.2.2 Mesures diélectriques

La constante diélectrique de l'eau (env. 80) est très différente de celle des minéraux et du sol sec (entre 3 et 5). Pour un sol humide, elle se situe entre 5 et 40. Les méthodes basées sur la mesure de la constante diélectrique du sol font appel principalement à 3 techniques : la technique TDR, la technique capacitive et la télédétection micro-onde.

a) TDR (Time Domain Reflectometry : réflectométrie dans le domaine temporel)

La mesure TDR porte sur le temps de propagation d'un signal électromagnétique. Ce temps est fonction de la constante diélectrique du milieu dans lequel se propage l'onde.

La constante diélectrique relative est obtenue en mesurant le temps de parcours d'une impulsion électromagnétique envoyée le long d'une ligne de transmission constituée de deux tiges métalliques fichées dans le sol. L'impulsion à haute fréquence (1 MHz à 1 GHz) se propage selon une onde plane à travers le diélectrique situé entre et autour des tiges. Chaque discontinuité dans la ligne de transmission et le matériel environnant (et donc chaque variations d'impédance) provoque une réflexion partielle de l'impulsion. A l'extrémité de la ligne de transmission, pratiquement toute l'impulsion électromagnétique restante est réfléchiée et retourne à la source. Le temps t mis par l'onde pour parcourir les tiges conductrices de longueur

L est mesuré par analyse du signal réfléchi, ce qui permet d'en déduire la valeur de la constante diélectrique ε . En effet, la vitesse de propagation v de l'onde est donnée par l'expression approximative suivante :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}} \quad \text{soit :} \quad \varepsilon = \frac{c^2}{v^2}, \quad c : \text{vitesse de la lumière} = 3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$$

Par ailleurs :

$$v = \frac{2L}{t} \quad \text{d'où :} \quad \varepsilon = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2.$$

Connaissant t et L , on peut donc obtenir ε .

Finalement, il faut établir la relation entre la valeur de la constante diélectrique du sol ε et la teneur en eau, θ . Topp et al. ont proposé la relation suivante :

$$\theta = (0.043\varepsilon^3 - 5.5\varepsilon^2 - 292\varepsilon - 530)10^{-4},$$

qui semble peu dépendante de la nature du sol, de la température et de la teneur en sel.

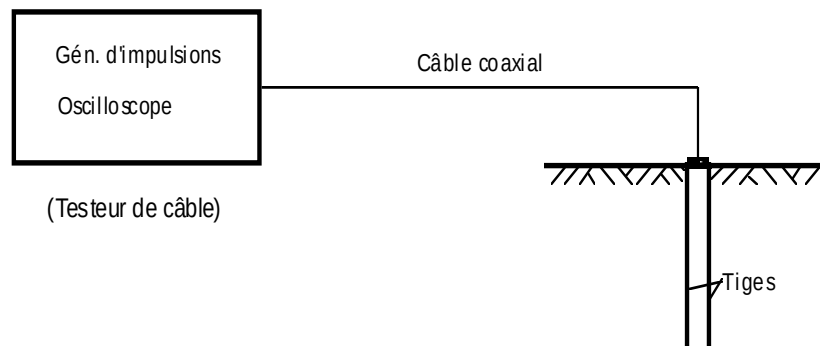


Fig. 2 : Représentation schématique d'un système TDR.

La sonde proprement dite comporte (Fig. 2) :

- un générateur d'impulsions couplé à un oscilloscope qui permet de détecter, visualiser et analyser le déplacement de l'onde le long des tiges (on fait fréquemment appel à un testeur de câble conçu à l'origine pour détecter les ruptures de câbles électriques) ;
- 2 tiges (parfois plus) de quelques mm de diamètre en acier inox écartées de quelques cm (2 à 5 cm) et de longueur variable, selon la profondeur sur laquelle on veut effectuer la mesure. Les tiges sont reliées à l'appareil de mesure par un câble coaxial d'impédance constante.

La mesure d'humidité se fait principalement dans un cylindre d'axe positionné entre les tiges et de diamètre égal à 1.4 fois l'espacement entre les tiges. L'atténuation du signal est beaucoup plus forte dans des sols fins que dans des sols grossiers, si bien qu'en milieux très argileux, la longueur des tiges est limitée à de faibles valeurs (moins de 1 m), alors que des tiges plus longues peuvent être utilisées en sol sableux. Lorsque les tiges sont installées verticalement, l'appareil fournit une humidité moyenne sur la longueur des tiges. Si l'on souhaite détecter les variations d'humidité avec la profondeur, on peut insérer les tiges horizontalement à différentes profondeurs, à partir d'une fosse. La principale source d'erreur est liée à la présence d'air entre le sol et les tiges (mauvaise mise en place, phénomènes de gonflement et de retrait, etc.).

b) *Technique capacitive*³

La constante diélectrique est déterminée en mesurant la capacité d'un condensateur composé d'électrodes et du sol comme milieu diélectrique. La taille des tiges est généralement plus petite que pour la TDR. La conversion du signal délivré fait appel à un équipement relativement standard.

c) *Télédétection micro-onde*

L'émission d'un rayonnement micro-onde ou sa réflexion par la surface du sol sont fonction de sa constante diélectrique. La teneur en eau de surface peut donc être estimée à l'aide de radiomètres ou de radars aéroportés ou installés sur des plates-formes satellitaires. L'épaisseur de prospection de l'humidité varie de quelques mm à quelques cm, selon la fréquence utilisée.

1.3 Taux remarquables d'humidité du sol

On classe fréquemment l'eau du sol en différentes catégories selon les forces dominantes auxquelles elle est soumise (eau de gravité, eau capillaire, eau hygroscopique, etc.). Chaque catégorie est délimitée par des teneurs en eau prétendument caractéristiques du sol : les taux d'humidité remarquables. Ce genre de classification n'est pas très rigoureux car toute l'eau du sol est sujette au champ gravitationnel et les forces de capillarité ou d'adsorption agissent de concert, sur une large gamme de valeurs d'humidité.

Toutefois le concept de taux remarquables étant très utilisé par les praticiens et dans certains modèles hydrologiques, nous les évoquerons brièvement ici. On distingue (Fig. 3) :

- le **taux de saturation**, θ_s : l'eau occupe l'ensemble des vides du sol, soit la porosité totale. En réalité, le sol comporte toujours un peu d'air piégé. On introduit donc la notion de teneur en eau à saturation naturelle $\theta_{sn} < \theta_s$. La phase gazeuse discontinue peut atteindre 10, voire 15 % de la porosité.

Si le sol saturé a la possibilité de se drainer, les pores les plus gros se vident rapidement pour laisser place à l'air. Au moment où le drainage cesse, le sol s'est ressuyé complètement et a libéré toute l'eau qui occupait la macroporosité (dite également porosité efficace ou porosité de drainage). La phase liquide est toujours continue mais ne circule plus sous la seule influence de la gravité. A ce stade, le sol atteint :

- la **teneur en eau à la capacité de rétention**, θ_{cr} : c'est l'humidité du sol observée après élimination de toute l'eau de gravité. En dessous de la capacité de rétention, l'eau ne peut plus s'écouler gravitairement car elle est retenue par la matrice solide sous l'effet des forces de capillarité et d'adsorption. La capacité de rétention est difficile à quantifier car pour la plupart des sols le ressuyage ne cessent pas brutalement, mais très graduellement. On estime généralement qu'à la capacité de rétention, l'eau est retenue par la matrice solide à une succion qui dépend du type de sol, mais qui vaut en moyenne 0.33 bar (330 hPa ou 330 cm).

Par la suite, en l'absence d'apports, le sol continue à se dessécher sous l'action des prélèvements par évaporation et extraction racinaire. Les pores se vident progressivement, les

³ Another method is FDR (Frequency Domain Reflectivity). FDR (capacitance) probes measure the difference in capacity of a non-conductor (soil) to transmit high-frequency electromagnetic waves or pulses, which is related through calibration to the soil moisture content, e.g., [http://www.experimental-hydrology.net/wiki/index.php?title=Soil_moisture_-_FDR_\(profile_probe\)](http://www.experimental-hydrology.net/wiki/index.php?title=Soil_moisture_-_FDR_(profile_probe)).

films d'eau qui entourent les particules de sol deviennent de plus en plus fins et l'eau est de plus en plus fortement retenue par les particules de sol. La phase liquide est toujours continue et les pressions se transmettent. Toutefois les mouvements d'eau sont très lents du fait de la minceur du film enrobant les particules. Au fur et à mesure que l'humidité diminue et que la succion augmente, la plante a de plus en plus de peine à prélever l'eau du sol ; à partir d'un certain moment, elle se fane irrémédiablement et le point de flétrissement permanent est atteint.

- le **point de flétrissement permanent**, θ_{fp} , correspond à l'humidité du sol au moment où la force de succion des plantes égale la force de rétention de l'eau par le sol. Le solde d'eau du sol n'est plus disponible pour les végétaux. Le point de flétrissement permanent se définit comme la teneur en eau du sol à l'origine d'un flétrissement irréversible de plantes de référence (généralement du tournesol nain). La succion au point de flétrissement permanent est de l'ordre de 15 bars (15 000 hPa).

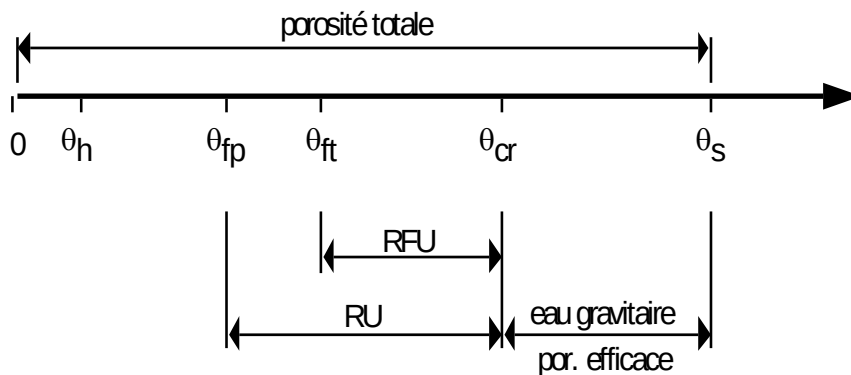


Fig. 3 : Taux remarquables d'humidité

- le **taux d'hygroscopicité**, θ_h : en l'absence d'apports hydriques, le sol continue à se dessécher et les films entourant les particules deviennent extrêmement fins ; à la limite, l'eau du sol se met en équilibre avec la vapeur d'eau présente dans l'air du sol. L'humidité correspondante s'appelle taux d'hygroscopicité. Sa valeur varie selon le degré d'humidité de l'air ; la succion correspondante est de l'ordre de 30 bars dans le sol (dans lequel l'humidité de l'air est de l'ordre de 98 %), mais peut atteindre plusieurs centaines de bars en surface où le sol se dessèche considérablement.

Remarques :

- on considère généralement que la phase liquide est continue dans tous les cas et que la phase gazeuse ne circule pas, si bien que les échanges gazeux se font essentiellement par diffusion ;
- on introduit parfois le concept de **point de flétrissement temporaire**, θ_{ft} , auquel la succion correspondante est de l'ordre 10 bars. Ce taux remarquable correspond à l'humidité du sol lorsque les végétaux présentent des symptômes de flétrissement passagers, en période de forte demande évaporative (milieu de la journée). Il est utilisé couramment pour la gestion des irrigations qui fait également appel aux notions de réserves utile et facilement utilisable, définies par :

- $RU = (\theta_{cr} - \theta_{fp}) h$, RU : réserve utile ; h : profondeur des racines (m),
- $RFU = (\theta_{cr} - \theta_{ft}) h$, RFU : réserve facilement utilisable (m).

1.4 Profils hydriques

Le profil hydrique présente la variation de l'humidité en fonction de la profondeur, en un endroit et à un moment donné. Habituellement on oriente l'axe des profondeurs positivement vers le bas et on place l'origine à la surface du sol. Le profil hydrique permet de calculer directement le stock d'eau du sol entre deux profondeurs quelconques.

La quantité d'eau S_{0-z_1} stockée entre la surface et une profondeur z_1 est donnée par (Fig. 4) :

$$S_{0-z_1} = \int_0^{z_1} \theta \, dz.$$

Le stock d'eau correspond donc à la surface délimitée par le profil hydrique, l'abscisse et l'ordonnée, entre 0 et z_1 . Il est exprimé en hauteur d'eau équivalente.

Entre deux profondeurs quelconques z_1 et z_2 , on a :

$$S_{z_1-z_2} = \int_{z_1}^{z_2} \theta \, dz$$

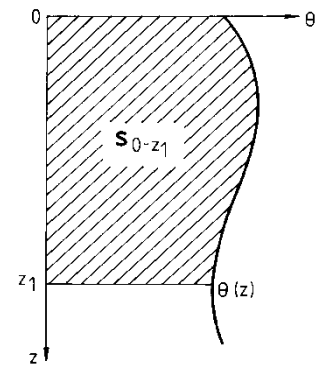


Fig. 4 : Valeur du stock d'eau du sol.

Calcul des variations de stock

Les variations temporelles de stock ΔS s'obtiennent en comparant l'évolution du stock entre des mesures effectuées à des temps t_1 et t_2 différents (Fig. 5) :

$$\Delta S_{0-z_1, t_1-t_2} = S_{0-z_1, t_1} - S_{0-z_1, t_2}$$

$$S_{0-z_1, t_1} = \int_0^{z_1} \theta(z)_{t_1} \, dz.$$

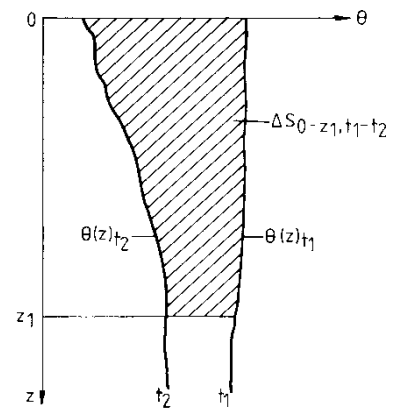


Fig. 5 : Calcul de la variation de stock.

$$S_{0-z_1, t_2} = \int_0^{z_1} \theta(z)_{t_2} \, dz$$

$$\Rightarrow \Delta S_{0-z_1, t_1-t_2} = \int_0^{z_1} \theta(z)_{t_1} - \theta(z)_{t_2} \, dz = \int_0^{z_1} \Delta \theta \, dz$$

2. POTENTIEL DE L'EAU DU SOL

2.1 Définition du potentiel sol-eau

La teneur en eau du sol ne suffit généralement pas à caractériser complètement l'état et le comportement de l'eau du sol. Il suffit pour s'en convaincre de constater que pour différents

sols à même humidité les plantes ne prospèrent pas de la même façon ou encore que l'eau peut s'écouler dans un sol grossier, alors qu'elle est retenue par un sol fin.

Une autre caractéristique joue un rôle important : l'état énergétique de l'eau du sol traduit par le concept de potentiel sol-eau.

L'eau du sol est soumise à un certain nombre de forces d'origines diverses :

- du fait de son poids, l'eau a tendance à se déplacer vers le centre de la terre (force de gravité) ;
- dans un sol saturé, les molécules d'eau sont soumises à des forces de pression ;
- dans un sol non saturé, l'eau est retenue par le sol sous l'effet de forces d'adsorption et de capillarité ;
- en présence de sels, l'eau est soumise à des forces de pression osmotique.

Ces forces agissent sur l'eau selon des directions différentes, si bien qu'il est très difficile de les composer et de déterminer la force résultante en chaque point. On s'affranchit de cette difficulté en ne considérant pas individuellement toutes les forces qui agissent, mais l'énergie associée à l'eau en chaque point.

L'eau du sol peut contenir de l'énergie sous forme d'énergie cinétique ou d'énergie potentielle. L'énergie cinétique est généralement négligée car la vitesse de l'eau du sol est très faible. L'énergie potentielle dépend de la position et de l'état interne de l'eau du sol. Elle peut varier considérablement d'un endroit à l'autre. Ce sont ces différences d'énergie qui génèrent l'écoulement de l'eau qui a tendance à s'écouler d'un point où l'énergie potentielle est élevée vers un point d'énergie plus basse, de sorte à tendre vers un équilibre. Ce n'est donc pas la valeur absolue de l'énergie potentielle de l'eau du sol qui est à l'origine des transferts d'eau, mais sa valeur relative entre les différentes régions du sol.

Pour pouvoir comparer aisément l'énergie potentielle entre différents points sans avoir à se préoccuper de la valeur absolue de l'énergie potentielle, on a introduit le concept de potentiel sol-eau. Ce concept exprime l'énergie potentielle relative spécifique de l'eau du sol :

- énergie potentielle relative : la valeur absolue de l'énergie important peu, ces sont les valeurs relatives à un système de référence qui sont considérées. L'énergie de référence généralement retenue est celle d'une eau libre (soumise à aucune autre force que la gravité) et pure, à la pression atmosphérique, ainsi qu'à une position et à une température de référence. On attribue arbitrairement à l'énergie de référence une valeur nulle ;
- énergie potentielle spécifique : l'énergie est ramenée à une valeur unitaire, que ce soit à l'unité de masse, de volume ou de poids, ce qui permet de comparer le contenu énergétique à différents points.

Le potentiel est donc une manière normalisée d'exprimer l'énergie potentielle de l'eau du sol. Les déplacements d'eau se font toujours d'un point où le potentiel est élevé vers un point de potentiel plus réduit. Par exemple, l'eau se déplace d'un plan d'eau libre (état de référence) vers un point du sol non saturé où l'énergie est plus faible, sous l'influence des forces de succion. Inversement, l'eau d'un sol saturé s'écoule spontanément vers une nappe située plus bas où le potentiel est plus faible.

Le potentiel total comprend plusieurs composantes, chacune liée à une force agissant sur l'eau qui modifie son potentiel par rapport à celui de l'eau libre et pure. Ces champs de force sont dus :

- à la gravité : potentiel gravitationnel Pot_g
- à la pression de l'eau dans les milieux saturés : potentiel de submersion Pot_s
- à l'attraction de la matrice solide pour l'eau : potentiel matriciel Pot_m
- à la présence de sels : potentiel osmotique Pot_o
- à d'éventuelles surpressions de l'air par rapport à la pression atmosphérique : potentiel pneumatique Pot_n

Le potentiel total est égal à la somme des différents potentiels (gravitationnels, matriciels, osmotiques, etc.). Il est surtout utilisé dans les problèmes d'alimentation hydrique des végétaux :

$$\text{Pot}_t = \text{Pot}_g + \text{Pot}_s \text{ ou } \text{Pot}_m + \text{Pot}_o + \dots$$

Les composantes du potentiel total n'agissent pas toutes de la même façon. En l'absence de membrane semi-perméable par exemple, le potentiel de pression osmotique est nul. Si l'on néglige les potentiels annexes, généralement peu actifs, le potentiel total devient :

$$\text{Pot}_t = \text{Pot}_g + \text{Pot}_s \text{ ou } \text{Pot}_m \text{ et porte le nom de } \textit{potentiel hydraulique}.$$

Le potentiel traduisant une énergie spécifique, il peut s'exprimer quantitativement de plusieurs façons, selon qu'on ramène l'énergie relative à l'unité de masse, de volume ou de poids :

- par rapport à l'unité de masse M, on désignera le potentiel par μ et l'on aura :

$$\mu = \frac{E}{M} = \frac{\text{Energie potentielle relative}}{M} \quad (\text{J kg}^{-1}).$$

Ce potentiel, dit potentiel chimique, est très utilisé en thermodynamique.

- par rapport à l'unité de volume V :

$$\Omega = \frac{E}{V} \quad (\text{Pa}).$$

L'énergie relative ramenée à l'unité de volume s'exprime donc en unités équivalentes à une pression.

- par rapport à l'unité de poids P :

$$H = \frac{E}{P} = \frac{E}{Mg} \quad (\text{m}).$$

H est dite *charge hydraulique* et s'exprime en unités de longueur.

Ces différentes façons d'exprimer le potentiel de l'eau du sol sont tout à fait équivalentes et l'on peut passer sans difficulté de l'une à l'autre.

Quantification des différents potentiels

a) Potentiel gravitationnel

Le travail nécessaire pour élever une masse M d'eau à une hauteur z au-dessus du niveau de référence considéré vaut :

$$E_g = M g z = P z = \rho_w V g z.$$

Le potentiel gravitationnel vaut donc :

- en termes d'énergie par unité de masse : $\mu_g = g z$,
- en termes d'énergie par unité de volume : $\Omega_g = \rho_w g z$,
- en terme d'énergie par unité de poids : $H_g = z$.

b) *Potentiel de submersion*

Le potentiel de submersion est lié à la pression positive à laquelle l'eau est soumise en dessous d'une surface d'eau libre (nappe phréatique).

L'énergie potentielle de submersion E_s d'un volume V d'eau soumise à une pression p vaut :

$$E_s = p V$$

Or : $p = \rho_w g h$

h : profondeur de submersion

$$\Rightarrow E_s = \rho_w g h V$$

Le potentiel de submersion vaut donc :

- en termes d'énergie par unité de masse : $\mu_s = \frac{\rho_w g h V}{\rho_w V} = g h$,
- en termes d'énergie par unité de volume : $\Omega_s = \rho_w g h$,
- en terme d'énergie par unité de poids : $H_s = h$.

c) *Potentiel matriciel*

Au-dessus d'une nappe phréatique, le sol n'est pas saturé (en dehors de la frange capillaire) ; l'eau est retenue dans le sol par les forces d'attraction entre la matrice solide et l'eau. Il s'agit :

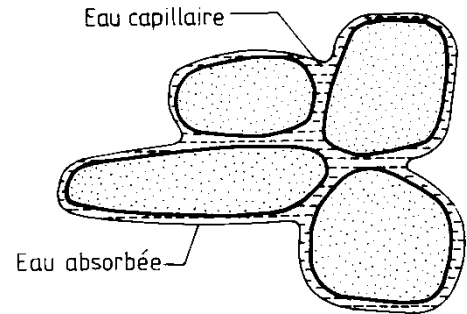
- de forces de capillarité ;
- de forces d'adsorption des molécules d'eau sur les surfaces solides (forces de type London-Van der Waals qui sont très intenses mais à très courte portée puisqu'elles décroissent avec la puissance 6 de la distance).

Les phénomènes d'adsorption et de capillarité interviennent simultanément. Les premiers se traduisent par une fine enveloppe d'hydratation entourant les particules, les seconds par de l'eau de capillarité occupant les espaces capillaires (Fig. 6).

Les forces d'adhésion et de capillarité attirent et retiennent l'eau du sol. Il en résulte un abaissement de son énergie potentielle en dessous de celle de l'eau libre de référence.

Le potentiel matriciel est donc négatif.

Fig. 6 : Eau "matricielle" du sol



L'énergie potentielle matricielle E_m s'exprime de la même façon que dans le cas de la submersion :

$$E_m = \rho_w g h V .$$

Le potentiel matriciel vaut donc :

- en terme d'énergie relative par unité de masse : $\mu_m = g h$,
- en termes d'énergie relative par unité de volume : $\Omega_m = \rho_w g h$,
- en terme d'énergie relative par unité de poids : $H_m = h$.

Les potentiels de submersion et matriciel sont parfois regroupés sous le terme de potentiel de pression.

2.2 Notion de charge hydraulique

Le plus souvent le potentiel s'exprime en terme d'énergie potentielle relative par unité de poids, soit donc en terme de charge hydraulique :

$$H = H_g + H_s \text{ ou } H_m,$$

ou : $H = z + h.$

H : charge hydraulique totale de l'eau du sol,

z : charge gravitationnelle,

h : charge de submersion en milieu saturé ($h > 0$),

charge de pression matricielle en milieu non saturé ($h < 0$).

Les unités de ces variables sont des hauteurs d'eau équivalentes.

Remarques :

- 1) L'expression de la charge hydraulique totale peut être obtenue directement par l'équation de Bernoulli dans laquelle le terme d'énergie cinétique $v^2 / 2g$ est négligé :

$$H = \frac{v^2}{2g} + \frac{p}{\rho_w g} + z = h + z .$$

En effet, $p = \rho_w g h$ et donc $p / \rho_w g = h$.

- 2) La référence altimétrique est souvent placée à la surface du sol ($z = 0$) et l'axe des z est fréquemment *orienté positivement vers le bas*. Dans ce cas : $H = h - z$
- 3) En milieu non saturé, la charge matricielle h est toujours négative. On la remplace parfois par le concept de succion, ψ , qui correspond à la valeur absolue de h : $\psi = |h| \geq 0$. La charge hydraulique devient donc : $H = -\psi + z$ ou $H = -\psi - z$, si l'axe des z est *orienté vers le bas*. La succion caractérise l'intensité avec laquelle l'eau est retenue par la matrice solide.
- 4) La charge de pression ou la succion peuvent atteindre des valeurs très élevées (jusqu'à 100 000 cm et plus). Aussi utilise-t-on parfois la notion de pF défini comme le log décimal de la succion exprimée en cm d'eau :

$$pF = \log|h| = \log \psi$$

- 5) On retient fréquemment les correspondances suivantes entre la succion et les différents taux remarquables d'humidité du sol (cf. paragraphe 1.3) :
- θ_{cr} correspond à $h = -330$ cm ($\psi = 330$ cm) et $pF = 2.5$,
 - θ_{ft} correspond à $h = -10\,000$ cm ($\psi = 10\,000$ cm) et $pF = 4$,
 - θ_{fp} correspond à $h = -16\,000$ cm ($\psi = 16\,000$ cm) et $pF = 4.2$.

Diagramme des potentiels

Le diagramme des potentiels décrit la variation avec l'altitude (la cote) des différents potentiels : gravitationnel, matriciel, total, etc. Les exemples ci-après présentent les diagrammes des potentiels pour trois situations à l'équilibre ; de telles situations sont caractérisées par une absence d'écoulement et donc des valeurs constantes de la charge totale.

a) Cas d'un récipient cylindrique rempli d'eau

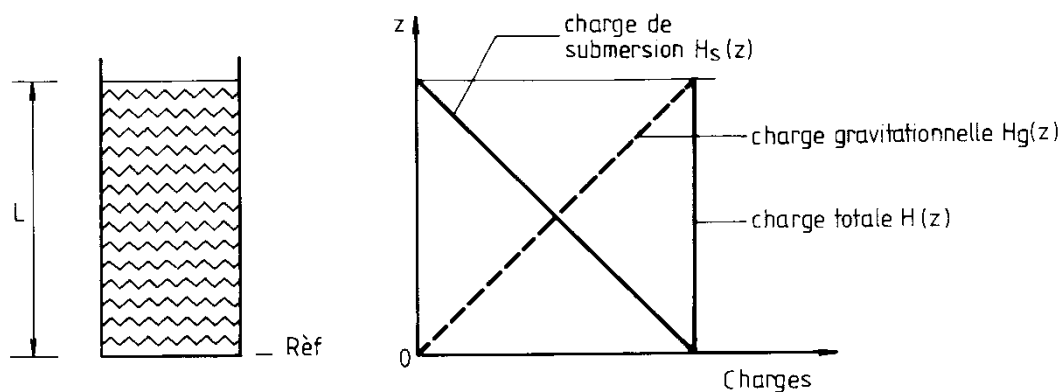


Fig. 7 : Diagramme des potentiels d'un cylindre rempli d'eau.

La référence altimétrique étant placée au niveau du fond du récipient, on observe :

- la charge de gravité H_g augmente linéairement avec la cote z ;
- la charge de pression (submersion) H_s diminue linéairement avec l'altitude ; elle vaut L à la cote $z = 0$ et 0 au niveau de la surface libre ;
- la charge totale H est constante et égale à L , ce qui témoigne de l'absence de mouvement. Sa valeur dépend du niveau de référence retenu ; avec le plan de référence au niveau du plan d'eau, la charge serait partout nulle.

b) Cas d'un tube capillaire

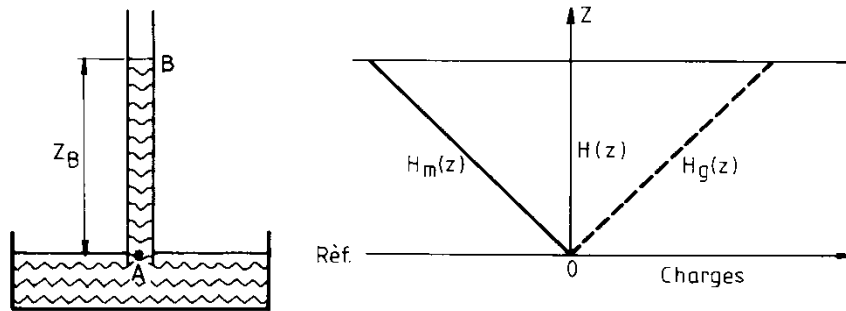


Fig. 8 : Diagramme des potentiels de l'eau dans un capillaire.

$$H_A = h_A + z_A = 0$$

Or, à l'équilibre, la charge totale H est constante.

$$\Rightarrow H_B = h_B + z_B = 0 \text{ et : } h_B = -z_B$$

La pression sous le ménisque (exprimée en hauteur d'eau) est donc égale à $-z_B$.

c) Equilibre au-dessus d'une nappe

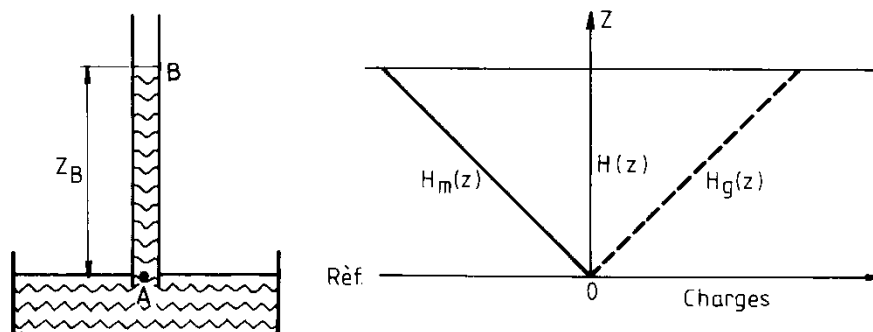


Fig. 9 : Diagramme des potentiels de l'eau du sol à l'équilibre au-dessus d'une nappe.

$$H_A = h_A + z_A = 0$$

$$H_B = h_B + z_B = 0 \text{ (puisque } H = \text{cste}) \Rightarrow h_B = -z_B \text{ ou } \psi_B = z_B.$$

Il apparaît qu'à l'équilibre au-dessus d'une nappe, la succion en n'importe quel endroit est égale à la hauteur du point considéré au-dessus de la nappe. Cette situation d'équilibre est rarement observée en pratique étant donné les prélèvements (évaporation, extraction racinaire, etc.) et les apports réguliers.

2.3 Mesure du potentiel de l'eau du sol

La charge hydraulique H est constituée par la somme des charges gravitationnelle et de pression :

$$H = h + z.$$

La charge gravitationnelle z est donnée directement par la cote ou l'altitude du point considéré par rapport au niveau de référence considéré.

La charge de pression est déterminée au moyen de dispositifs différents, selon que la mesure porte sur la zone saturée ou non.

a) En milieu saturé

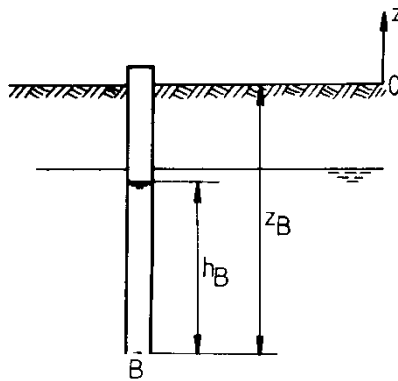


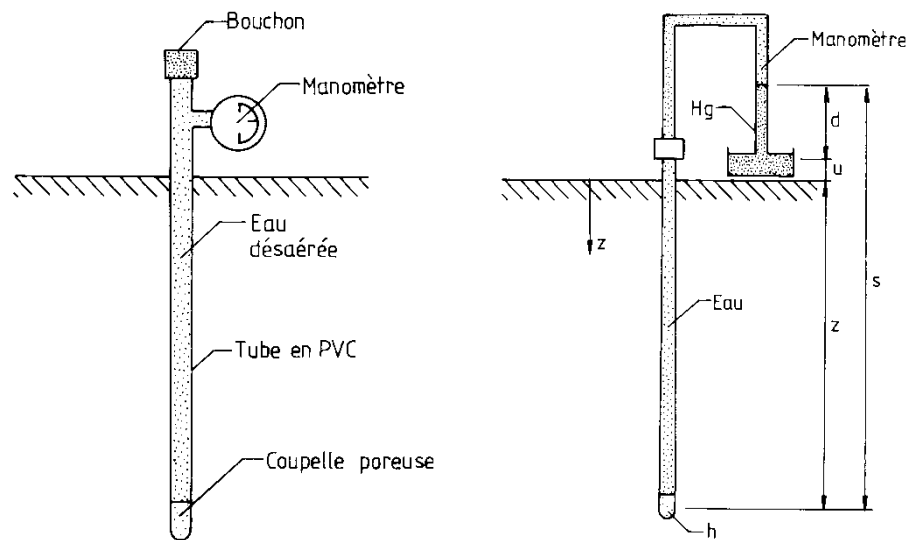
Fig. 10 : Mesure de la charge de pression en milieu saturé.

En milieu saturé, la charge de pression s'obtient au moyen d'un **piézomètre**, à savoir un tube ouvert à son extrémité inférieure et enfoncé dans le sol jusqu'à l'endroit où l'on souhaite mesurer la charge. L'eau remonte dans le piézomètre d'une hauteur h égale à la charge de pression (Fig. 10).

b) En milieu non saturé

La charge de pression matricielle ou succion se mesure au moyen d'un **tensiomètre**. Le tensiomètre est constitué d'un tube en matière plastique rempli d'eau désaérée terminé par une coupelle en matériel poreux (céramique) et relié à un manomètre métallique (Fig. 11, gauche) ou à mercure (Fig. 11, droite).

Le tensiomètre est inséré dans le sol de telle sorte que la coupelle se trouve à l'endroit où l'on souhaite mesurer la succion. Lors de l'installation, l'eau du tensiomètre est à la pression atmosphérique. En milieu non saturé, elle se met en dépression car elle entre en contact avec l'eau du sol à travers les pores de la céramique qui assurent la continuité hydraulique entre l'intérieur et l'extérieur de l'appareil. A l'équilibre, le potentiel de l'eau dans la coupelle est égal au potentiel de l'eau à l'extérieur. La valeur de la chute de pression est lue au manomètre. Le tensiomètre, généralement installé pour des périodes prolongées, permet donc de suivre les variations de succion du sol avec un certain temps de réponse fonction notamment de la dimension des pores de la coupelle.



$$p \text{ (Pa)} = -\rho_{\text{Hg}} g d + \rho_w g s \quad h = p / \rho_w g$$

$$\Rightarrow h = -13.6 d + s \text{ et } H = h - z = h - (s - d - u) = -12.6 d + u \quad (h, H, d, u \text{ et } s \text{ en m})$$

Fig. 11 : Représentation schématique de tensiomètres.

Le manomètre mesure un vide partiel par rapport à la pression atmosphérique (env. 1 bar ou 1000 hPa). La succion maximale mesurable est limitée par la valeur minimale de la pression absolue dans l'appareil, c'est-à-dire la pression de vapeur de l'eau à la température considérée (env. 23 hPa à 20°C). Au-delà, l'eau se met à bouillir et s'évapore spontanément. En pratique, on observe une dissolution des gaz présents dans l'eau déjà à des pressions absolues de l'ordre de 100 cm (ou 100 hPa), ce qui limite l'usage du tensiomètre à des succions maximales de l'ordre de 800 à 900 cm (800 à 900 hPa). En outre, aux fortes succions, la coupelle peut se désaturer (la pression d'entrée d'air est atteinte) permettant à l'air du sol de pénétrer dans l'appareil. Le tensiomètre ne permet donc de prospecter que la gamme de succions de 0 à 800 cm environ ; toutefois, une grande partie des variations de teneur en eau des sols cultivés sont incluses dans cette fourchette. Le tensiomètre est très utilisé en tant qu'outil de déclenchement des irrigations où l'on vise à maintenir des conditions de faible succion très favorables à la croissance des végétaux.

Pour mesurer des succions supérieures à 800 cm, on peut utiliser des méthodes indirectes, par exemple des blocs de plâtre (cellules de Bouyoucos) équipés d'électrodes. Ces blocs s'imprègnent d'eau et se mettent en équilibre de succion avec l'eau du milieu. La succion est estimée à partir d'une courbe d'étalonnage succion-résistivité du bloc de plâtre.

La mesure du potentiel total (somme des potentiels gravitationnel, matriciel et osmotique) peut se faire au moyen d'un psychromètre à thermocouple, étant donné que le potentiel total de l'eau du sol est lié à l'humidité relative de l'air du sol.

En effet, l'énergie de l'eau liée est inférieure à celle de l'eau libre, si bien que la pression de vapeur est plus faible au contact avec l'eau liée. Lorsque l'eau du sol est à l'équilibre avec la vapeur d'eau contenue dans l'air du sol, la diminution d'énergie est la même dans la phase liquide et dans la phase gazeuse et les potentiels dans les deux phases sont égaux. La diminution d'énergie libre de la phase vapeur est égale à l'énergie E nécessaire pour faire passer l'unité de masse d'eau de la pression effective p_v à la pression de vapeur saturante p_{vs} :

$$dE = V dp_v$$

Or, la loi des gaz parfaits donne :

$$p_v V = n_v R T, \text{ soit : } V = \frac{n_v R T}{p_v}$$

$$dE = n_v R T \frac{dp_v}{p_v} \text{ et, en intégrant : } \int_E^0 dE = n_v R T \int_{p_v}^{p_{vs}} \ln p_v$$

En conséquence : $E = n_v R T \ln (p_v/p_{vs}) = n_v R T \ln H_r$ et donc :

$$\mu = \frac{E}{M_v} = \frac{R T}{m} \ln H_r \quad \text{car : } M_w = n m$$

$$\Phi = \frac{R T \rho_w}{m} \ln H_r \quad \text{ou encore : } H_t = \frac{R T}{m g} \ln H_r$$

H_t : charge totale (m)

R : constante universelle des gaz ($8.31 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$)

T : température en K

m : masse molaire de l'eau ($0.018 \text{ kg mol}^{-1}$)

2.4 Courbe caractéristique d'humidité du sol

2.4.1 Présentation générale

Deux paramètres jouent un rôle important dans la caractérisation de l'état de l'eau du sol, dans l'estimation de ses déplacements en milieux non saturés et de sa disponibilité pour les végétaux :

- l'humidité volumique θ ,
- la charge de pression h ou la succion ψ .

Ces paramètres ne sont pas indépendants puisque lorsque l'humidité θ diminue (le sol se dessèche), la succion ψ augmente. La relation entre θ et ψ (courbe caractéristique d'humidité du sol) n'est pas linéaire (Fig. 12) et diffère fortement d'un sol à l'autre.

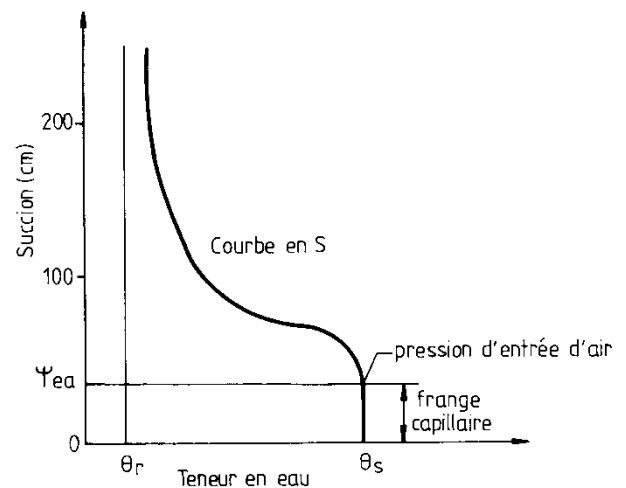


Fig. 12 : Courbe caractéristique d'humidité du sol.

Les observations suivantes ressortent de l'examen d'une courbe caractéristique :

- dans un sol saturé ($\theta = \theta_s$), la succion est nulle ($\psi = 0$) ;
- si l'on applique une faible succion à un sol fin saturé, le milieu reste généralement à saturation jusqu'à une valeur critique de la succion pour laquelle le pore le plus grand se vide. Cette pression qu'il faut appliquer au sol pour qu'il commence à se désaturer est appelée "pression ou succion d'entrée d'air ψ_{ea} ". Sa valeur est faible, voire nulle, dans les sols à texture grossière et plus élevée dans les sols fins. Toutefois les matériaux grossiers ayant une distribution des pores moins dispersée, elle est généralement mieux prononcée, ce qui témoigne d'une frange capillaire (zone saturée à pression négative) bien marquée.

Valeurs indicatives de la succion d'entrée d'air :

- sable grossier et moyen : 5 à 30 cm,
 - sable fin : 30 à 70 cm,
 - argile : 70 à 200 cm, voire plus en milieu dispersé.
- au fur et à mesure que la succion augmente, de plus en plus de pores se vident. On peut estimer grossièrement (en supposant un angle de contact nul et des pores cylindriques réguliers) le rayon r des pores qui se vident à une succion ψ donnée, à partir de l'équation de Jurin :

$$r = \frac{2 \sigma}{\rho_w g \Psi}$$

σ : tension superficielle de l'eau (N m⁻¹),
 ψ : succion (m).

- jusqu'à une valeur de succion de l'ordre de 1 bar, c'est essentiellement l'eau de capillarité qui est évacuée. La distribution des pores et donc la structure du sol jouent un grand rôle dans cette gamme de succion ;
- aux succions supérieures, l'adsorption intervient exclusivement. La rétention est donc influencée essentiellement par la texture et la surface spécifique. Aux succions très élevées, la courbe caractéristique devient asymptotique à une parallèle à l'ordonnée passant par la valeur de la teneur en eau résiduelle θ_r . C'est dire qu'à de forts accroissements de la succion correspondent de très faibles diminutions de teneur en eau.

La relation $\psi(\theta)$ traduit globalement les propriétés de rétention d'un sol. Elle exprime l'influence de la texture, de la structure, de la porosité, de la distribution des pores et de l'adsorption sur le comportement de l'eau du sol. Elle diffère d'un sol à l'autre et doit être déterminée expérimentalement.

Allure des courbes selon la texture (Fig. 13, gauche)

- sol sableux : la courbe est doublement asymptotique avec une partie médiane aplatie. La pression d'entrée d'air est bien marquée. Le sable ayant des pores de diamètre équivalent relativement grands, ceux-ci se vident rapidement à faible succion. Par la suite, il ne reste qu'une faible quantité d'eau d'adhésion difficilement extractible.
- sol fins : la teneur en eau à saturation est supérieure à celle d'un sol sableux, ce qui témoigne d'une porosité totale plus importante ; à toutes valeurs de la succion, l'humidité est plus élevée. La pente de la courbe caractéristique varie plus progressivement que dans le cas de matériaux plus grossiers ; ceci résulte du fait qu'une grande partie de l'eau est adsorbée si bien que lorsque la succion augmente, la teneur en eau diminue plus graduellement.

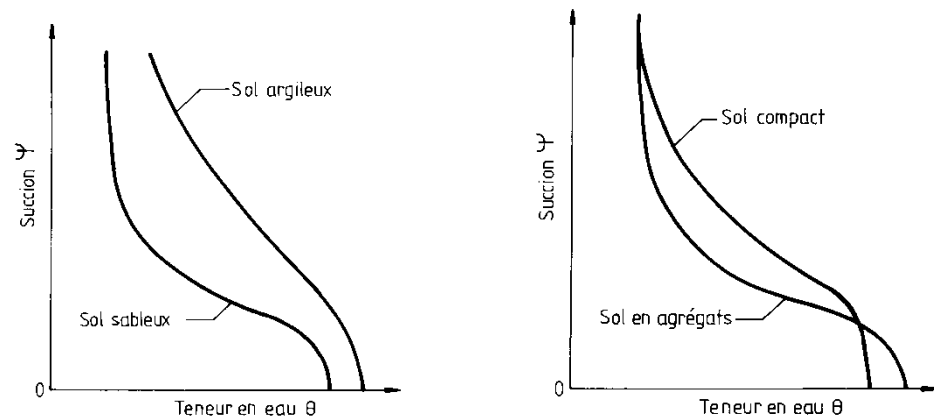


Fig. 13 : Effets de la texture (Fig. de gauche) et de la structure (Fig. de droite) sur les courbes caractéristiques d'humidité du sol.

Allure des courbes selon la structure (Fig. 13, droite)

Dans un sol compacté, la porosité est réduite et la teneur en eau à saturation est plus faible que dans un milieu présentant une bonne structure. Les grands interstices entre les agrégats sont détruits, si bien que la diminution de l'humidité avec l'accroissement de succion est plus faible que dans un sol en agrégats. Aux fortes succions par contre, l'eau étant retenue exclusivement par des processus d'adsorption, la structure ne joue pratiquement plus de rôle et les courbes caractéristiques sont confondues.

2.4.2 Hystérèse

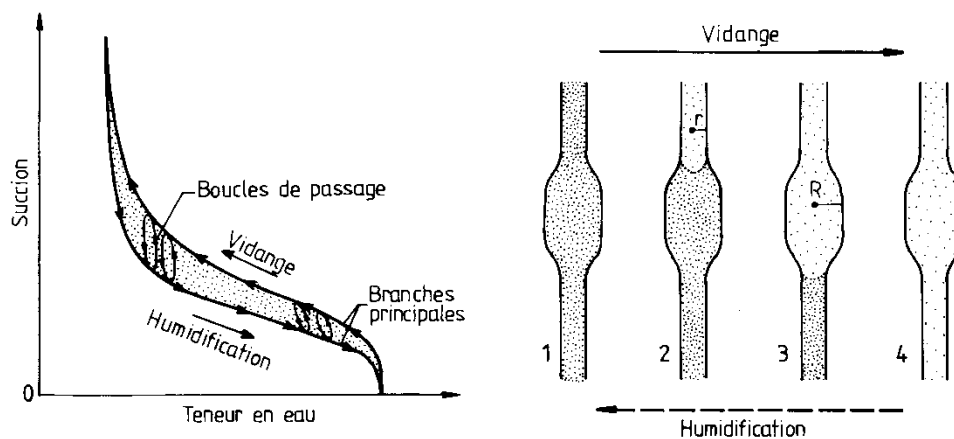


Fig. 14 : Hystérèse de la courbe d'humidité du sol et effets de l'irrégularité de la dimension des pores.

La relation $\psi(\theta)$ n'est pas unique et monotone. Selon que la courbe est déterminée en phase de dessèchement ou en phase d'humidification, on obtient deux courbes généralement différentes qui sont les courbes enveloppes donnant la fourchette de variation possible de l'humidité associée à une succion donnée (Fig. 14). Pour une succion déterminée, la teneur en eau est plus grande en phase d'assèchement qu'en phase d'humidification.

Les causes en sont multiples :

- irrégularités de la forme et de la dimension des pores qui sont en général des vides interconnectés par des passages plus petits.

La vidange (dessèchement) est conditionnée par le rayon r du chenal de liaison entre les pores :

$$\Psi_{\text{vid.}} = 2\sigma \cos \varphi / \rho_w g r \quad (\text{loi de Jurin})$$

(σ : tension superficielle de l'eau ; φ : angle de contact).

Par contre, le remplissage (humidification) dépend du rayon R du gros pore :

$$\Psi_{\text{repl.}} = 2\sigma \cos \varphi / \rho_w g R$$

Etant donné que $R > r \Rightarrow \Psi_{\text{vid.}} > \Psi_{\text{repl.}}$

Il apparaît que le remplissage d'un pore (humidification) dépend de sa taille (et donc de R), alors que la vidange dépend de la dimension des chenaux qui connectent les plus gros pores entre eux (et donc de r).

- présence d'air piégé qui limite l'humidification du sol,
- phénomènes de gonflement et de retrait,
- variation de l'angle de contact qui diffère selon que le liquide avance (angle de mouillage) ou se retire (angle de retrait) : $\varphi_{\text{mouillage}} > \varphi_{\text{retrait}}$, soit : $\cos \varphi_{\text{mouillage}} < \cos \varphi_{\text{retrait}}$
 $\Rightarrow \Psi_{\text{vid.}} > \Psi_{\text{repl.}}$

L'hystérèse fait qu'il est généralement impossible de déduire précisément l'humidité d'un sol à partir de la connaissance de la valeur de la succion.

2.4.3 Capacité capillaire

L'inverse de la pente de la courbe caractéristique d'humidité du sol est appelée capacité capillaire c :

$$c = - \frac{d\theta}{d\Psi} = \frac{d\theta}{dh} \quad (\text{m}^{-1}).$$

La capacité capillaire fournit le volume d'eau libéré par un volume donné de sol suite à une variation unitaire de la succion. Elle intervient dans l'équation générale de description des mouvements d'eau dans le sol.

2.4.4 Détermination de la courbe caractéristique d'humidité

Bien que certaines relations, dites fonctions de pédotransfert, aient été proposées (Rawls et Brakensiek, 1988 ; Cosby et al, 1984 ; Vereecken, 1989) pour établir la relation $\psi(\theta)$ à partir de propriétés du sol relativement faciles à mesurer (fractions granulométriques, masse volumique, teneur en matières organiques, etc.), seule la détermination directe des courbes $\psi(\theta)$ fournit des résultats satisfaisants. Cette dernière peut se faire :

a) *In situ*

Les courbes caractéristiques sont établies en associant des mesures de succion recueillies au moyen de tensiomètres, blocs poreux ou psychromètres et des mesures d'humidité volumique effectuées au même emplacement et au même moment.

b) *En laboratoire*

Les courbes caractéristiques déterminées en laboratoire sont généralement des courbes de dessèchement obtenues à partir d'un échantillon de sol préalablement saturé que l'on désature progressivement. L'échantillon est soumis à une succion ou à une pression supérieure à la pression atmosphérique constante ; on attend que l'équilibre hydraulique soit atteint, après quoi on détermine sa teneur en eau. La mesure peut se faire au moyen d'une plaque de succion dans la gamme des basses succions ou d'une marmite à pression lorsque l'on souhaite prospecter une large gamme de valeurs de succion.

- **Plaque de succion** (pour les faibles succions)

L'échantillon de sol est placé sur une plaque poreuse saturée connectée à de l'eau en dépression. Cette dernière peut être provoquée par une colonne d'eau "suspendue" ou par application d'un vide partiel. Dans le premier cas (Fig. 15), la succion appliquée à la base de l'échantillon est égale à la distance Δh entre la plaque poreuse sur laquelle est placé l'échantillon de sol et le niveau de la surface d'eau libre dans le réservoir situé à l'extrémité du tuyau souple. Une fois l'équilibre atteint, la teneur en eau de l'échantillon est déterminée. Par la suite le réservoir est abaissé et un nouvel essai est réalisé.

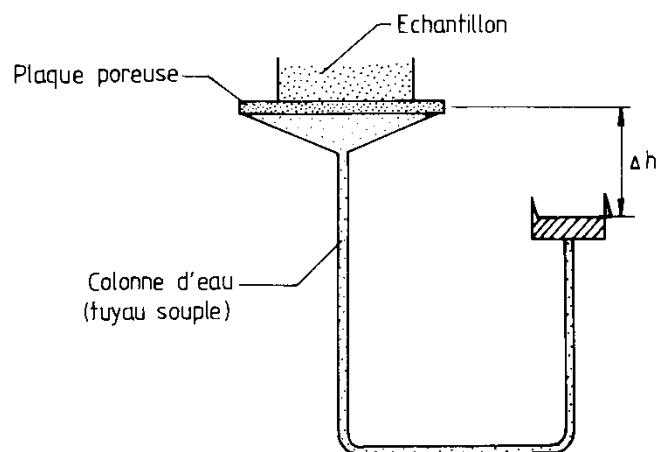


Fig. 15 : Représentation schématique d'une plaque de succion.

- **Marmite à pression** ($0 < \psi < 20$ bars)

Lorsque l'on veut explorer une large gamme de valeurs de succion, on soumet l'échantillon de sol à une pression supérieure à la pression atmosphérique (pression pneumatique). L'échantillon saturé est placé sur une plaque poreuse introduite dans une marmite dans laquelle on injecte de l'air sous pression (Fig. 16).

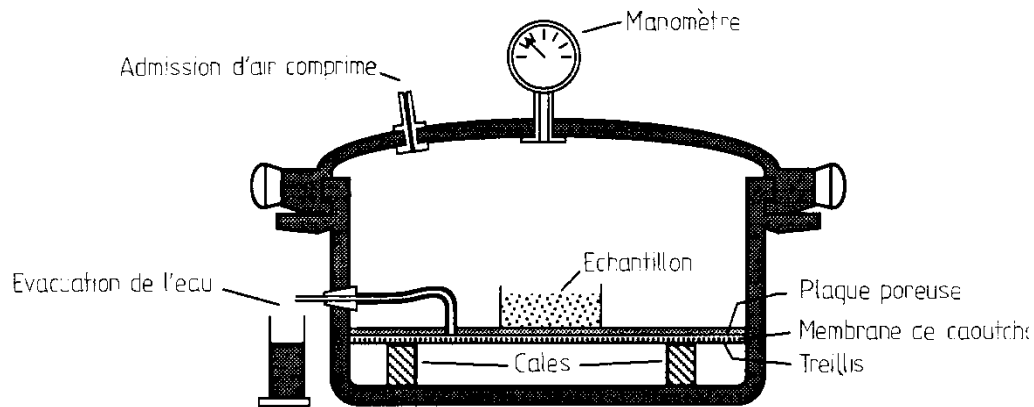


Fig. 16 : Représentation schématique d'une marmite à pression.

La pression à l'intérieur de la marmite chasse une partie de l'eau de l'échantillon à travers les pores microscopiques de la plaque poreuse qui doit rester saturée. A l'équilibre (lorsque l'écoulement cesse) la succion de l'eau dans l'échantillon est égale à la pression appliquée dans la marmite. En déterminant la teneur en eau de l'échantillon, on obtient un point de la relation $\psi(\theta)$. L'essai se poursuit avec des succions croissantes.

Les valeurs des taux remarquables d'humidité (teneur en eau à la capacité de rétention, au point de flétrissement temporaire et au point de flétrissement permanent) sont déterminées avec de tels appareils en appliquant les pressions indiquées précédemment.

2.4.5 Expressions analytiques de la courbe caractéristique d'humidité

Il est souvent utile d'ajuster aux points expérimentaux une relation analytique qui puisse être introduite dans les modèles mathématiques de description des mouvements d'eau. De nombreuses formulations ont été proposées à cet effet (Gardner, 1958 ; Brooks et Corey, 1966 ; Campbell, 1974 ; van Genuchten 1980 ; etc.).

Relation de Brooks et Corey :

$$\theta^* = \left(\frac{\psi}{\psi_e} \right)^{-\lambda} \quad \psi > \psi_e$$

$$\theta^* = 1 \quad \psi \leq \psi_e$$

soit encore :

$$\psi = \psi_e (\theta^*)^{-1/\lambda} \quad \psi > \psi_e$$

Avec : $\theta^* = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$: teneur en eau réduite,

θ_s et θ_r : teneur en eau à saturation et teneur en eau résiduelle,

λ : indice de distribution des pores ; λ est d'autant plus élevé que les sols sont grossiers,

ψ_e : succion d'entrée d'air.

Les paramètres λ , ψ_e , θ_r , voire θ_s , sont obtenus par calage sur les valeurs expérimentales.

Equation de van Genuchten :

$$\theta^* = \left[1 + (\alpha \psi)^n \right]^{-m},$$

ou :

$$\psi = \frac{\left[\theta^{*-1/m} - 1 \right]^{1/n}}{\alpha},$$

α , n et m : constantes du sol ; on admet fréquemment $m = 1 - 1/n$ (Mualem, 1976).

Les valeurs de α , n , m et θ_r , parfois également de θ_s , sont obtenues en ajustant la fonction aux valeurs expérimentales.

* * * * *