

COURS SCIENCES DU SOL

PROPRIETES DE BASE DES PHASES SOLIDE, LIQUIDE ET GAZEUSE DU SOL

1. PROPRIETES DE BASE DE LA PHASE SOLIDE

1.1 Généralités

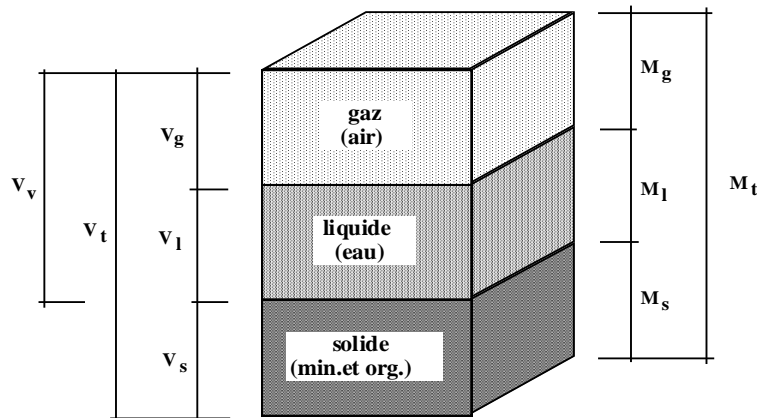
La répartition des particules minérales selon leur dimension caractérise la **texture** du sol. L'organisation des particules solides et leur lien avec les éléments colloïdaux qui jouent le rôle de ciment caractérise la **structure**. Ces aspects ne seront pas étudiés ici.

D'autres caractéristiques essentielles du sol, telles que sa capacité à stocker une partie de l'eau, à se drainer plus ou moins rapidement, à laisser circuler l'eau ou l'air, à retenir les éléments nutritifs, sont étroitement dépendantes des pourcentages relatifs de matière solide, d'eau et d'air.

Les relations quantitatives entre les 3 phases du sol sont décrites par différents paramètres qui sont exprimés sur une base volumique ou massique (fig. ci-dessous).

Relations volumiques

Relations massiques



1.2 Masse volumique

a) **Masse volumique réelle du solide ρ_s** (ou masse volumique réelle des particules de sol) :

$$\rho_s = M_s / V_s \quad (\text{kg m}^{-3})$$

M_s : masse des constituants solides ou masse des particules de sol sec

V_s : volume des constituants solides ou volume des particules de sol sec

La masse volumique réelle (densité dans la littérature anglo-saxonne) varie selon la nature des constituants de la phase solide. Pour les sols faiblement pourvus en matières organiques (MO), elle oscille entre 2600 et 2700 kg m⁻³ et l'on adopte fréquemment une valeur moyenne de 2650 kg m⁻³.

La matière organique présente une masse volumique réelle comprise entre 1200 et 1500 kg m⁻³ avec une valeur moyenne se situant aux alentours de 1300 kg m⁻³. La présence de MO diminue donc la valeur de ρ_s . Les sols organiques (teneur en MO > 30 %) ont généralement des valeurs de masse volumique réelle située entre 1400 et 2000 kg m⁻³.

La détermination précise de ρ_s se fait en laboratoire au moyen d'un pycnomètre.

La masse volumique des autres phases du sol vaut 1000 kg m⁻³ pour l'eau à 4 °C et entre 1 et 1.5 kg m⁻³ (moyenne 1.25) pour l'air.

b) **Masse volumique apparente sèche ρ_d**

$$\rho_d = M_s / V_t$$

V_t : volume total ou volume apparent du sol (particules + pores)

Le volume total étant supérieur au volume solide, ρ_d est inférieur à ρ_s . Sa valeur est très variable puisqu'elle dépend de la structure du sol et, dans certains types de sol (sols argileux), des processus de gonflement et de retrait. On peut citer les valeurs indicatives suivantes :

- sols tourbeux : $200 < \rho_d < 1000 \text{ kg m}^{-3}$
- sols silteux ou argileux bien structurés : $1000 < \rho_d < 1500 \text{ kg m}^{-3}$
- sols sableux : $1400 < \rho_d < 1700 \text{ kg m}^{-3}$

La masse volumique apparente sèche se détermine sur des prélèvements d'échantillons de sol de volume connu (méthode du cylindre ou du densitomètre à membrane).

Une valeur élevée signifie que les vides sont réduits et que les particules sont fortement compactées. Il en résulte des difficultés de circulation de l'eau et de l'air (et donc une mauvaise aération du sol), un ralentissement des processus d'infiltration et de drainage, ainsi que des difficultés de croissance des racines et d'émergence des semis.

1.3 Porosité

a) **Porosité totale**

La porosité totale n caractérise le volume relatif des pores d'un sol :

$$n = V_v / V_t \quad (\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$$

V_v : volume total des pores (vides) du sol

ou encore :

$$n = (V_t - V_s) / V_t = 1 - V_s / V_t$$

La porosité peut également s'exprimer en %, auquel cas elle s'écrit :

$$n = (V_v / V_t) 100 (\%)$$

Sols meubles

Sa valeur varie fortement selon les sols. Elle oscille généralement entre 30 et 70 % pour les sols minéraux.

Valeurs indicatives :

- sols argileux et silteux	40 à 60%
- sables fins	40 à 50%
- sables moyens	35 à 40%
- sables grossiers	25 à 35%
- graviers	20 à 30%
- sols tourbeux	80 à 85%

Remarques :

- on fait parfois la distinction entre **porosité effective** (ou ouverte) et **porosité résiduelle** (ou fermée). La porosité effective représente la porosité constituée par les pores interconnectés et communiquant avec l'extérieur. La porosité résiduelle est la fraction de la porosité totale constituée par des pores occlus qui ne communiquent pas avec d'autres pores et qui ne sont donc pas accessibles à l'eau, mais influencent la transmission de la chaleur. Elle est généralement de peu d'importance
- les sols à texture grossière ont tendance à être moins poreux que ceux à texture fine, même si la taille moyenne des pores pris individuellement est plus grande dans le premier cas que dans le dernier
- la porosité totale varie pour un sol de même granulométrie selon l'arrangement des particules les unes par rapport aux autres, mais elle est plus ou moins constante pour un sol donné
- la porosité des argiles peut être très variable car le sol se gonfle et se rétracte, flocule et se disperse, se fendille ou se compacte
- la porosité se calcule généralement à partir des masses volumiques réelle ρ_s et apparente sèche ρ_d . En effet :

$$V_s / V_t = M_s V_s / M_s V_t = \rho_d / \rho_s$$

$$\text{et donc : } n = 1 - \rho_d / \rho_s$$

Connaissant la valeur de ρ_d et ρ_s , on peut donc calculer la porosité totale. Dans les sols minéraux, on considère fréquemment que $\rho_s = 2650 \text{ kg m}^{-3}$; si nécessaire, ρ_s peut se déterminer précisément au moyen de pycnomètres à air ou à eau. La porosité peut également se déterminer directement en laboratoire sur des échantillons de sol non remaniés au moyen d'un porosimètre.

b) **Porosité efficace**

La porosité totale ne fournit aucun renseignement sur la distribution de la taille des pores qui peut influencer de façon déterminante le stockage et la circulation de l'eau et de l'air dans le sol.

L'espace poral peut être divisé en deux classes correspondant à des types de fonctionnement différents :

- la **macroporosité**, représentée par la **porosité efficace μ** (ou **porosité de drainage**) qui englobe les pores d'un diamètre équivalent supérieur à une valeur de l'ordre de 10 μm (selon les auteurs, la limite varie entre 6 et 30 μm)
- la **microporosité** qui correspond au volume relatif occupé par les pores de diamètre équivalent inférieur à 10 μm

La microporosité caractérise les très petits pores du sol dans lesquels est piégée l'eau indispensable aux végétaux. Dans ces micropores l'eau est retenue par capillarité et la circulation y est très lente.

La macroporosité caractérise les pores les plus grands dans lesquels l'eau circule librement sous l'effet de la gravité. Ces pores contiennent de l'eau uniquement en période de précipitation et d'irrigation ou en milieu saturé. Ils se vident rapidement lorsque l'alimentation cesse ou lorsque le niveau de la nappe baisse. Cette notion est importante en matière de drainage ou d'écoulement de l'eau vers les ouvrages de captage. En effet dans ces situations, seule la fraction de l'eau du sol représentée par la porosité efficace s'écoule gravitairement vers les ouvrages. La **porosité efficace μ** (ou porosité de drainage) peut donc être définie de la manière suivante :

$$\mu = \frac{\text{Volume de la macroporosité}}{\text{Volume total du sol}}$$

La porosité efficace se détermine généralement par des essais de pompage réalisés in situ.

Valeurs indicatives de μ :

Gravier	20 - 30%
Sable grossier	25 - 30%
Sable moyen	20 - 25%
Sable fin	15 - 20%
Sable très fin	10 - 15%
Sol argileux :	moins de quelques %

Un bon équilibre entre macro et microporosité est nécessaire pour assurer des conditions de croissance optimales des végétaux pour lesquels il est souhaitable, d'une part, que le sol se ressuie rapidement après un apport important (le volume d'air devrait être supérieur à 10 % dans les 2 à 3 jours qui suivent une précipitation ou une irrigation) mais, d'autre part, qu'il retienne suffisamment d'eau pour alimenter les plantes entre deux pluies ou deux irrigations.

Roches consolidées

La porosité évoquée jusqu'ici concerne les sols meubles ou non consolidés (qui se laissent travailler facilement). En milieux compacts ou consolidés (grés, granite, schiste, gneiss, roches diverses, roches carbonatées, etc.), la porosité est liée à l'existence de fissures, failles, fentes ou chenaux de dissolution. De tels milieux sont dits perméables en grand et la porosité qui en résulte - extrêmement variable - est appelée porosité de fissures (dans le cas de roches

compactes mais fissurées) ou porosité de cheneaux (dans le cas de roches solubles : calcaire, gypse, etc.).

1.4 Fractions volumiques ε

La fraction volumique d'une phase donnée exprime le rapport du volume de la phase considérée (s : solide ; g : gazeuse ; l : liquide) au volume total de sol :

$$\varepsilon = \frac{\text{Volume de la phase considérée}}{\text{Volume total du sol}}$$

On a donc :

- fraction volumique de la phase solide : $\varepsilon_s = V_s / V_t$ ($m^3 \cdot m^{-3}$)
- fraction volumique de la phase gazeuse : $\varepsilon_g = V_g / V_t$ ($m^3 \cdot m^{-3}$)
- fraction volumique de la phase liquide : $\varepsilon_l = V_l / V_t$ ($m^3 \cdot m^{-3}$)

1.5 Surface spécifique s

De nombreuses propriétés des sols sont liées aux phénomènes qui se déroulent à la surface des particules de sol : capacité d'échange cationique (quantité totale de cations adsorbés à la surface des particules de sol par unité de masse de sol), adsorption des éléments nutritifs et de substances chimiques, rétention de l'eau aux succions élevées, phénomènes de gonflement et de retrait, etc. D'où l'intérêt de pouvoir apprécier la surface des particules de sol.

La surface spécifique s d'un sol caractérise la surface totale des particules rapportée généralement à l'unité de masse de sol sec :

$$s = A / M_s \quad (\text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1})$$

A : surface totale d'une masse M_s de particules

La surface spécifique dépend de la taille et de la forme des particules de sol. Les particules plates et allongées ont une surface spécifique plus grande que les particules sphériques ou cubiques.

La surface spécifique est généralement de l'ordre de $0.05 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ pour les sables, d'environ $1 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ pour le silt et elle peut atteindre $800 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ pour les sols argileux (kaolinite : entre 5 et $30 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, illite entre 60 et $100 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, montmorillonite : env. $800 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$).

Dans un milieu granulaire homogène, la surface spécifique peut se calculer à partir de la masse volumique, de la taille et de la forme des particules. Dans un sol hétérogène, la contribution de chaque composante doit être estimée séparément et la surface spécifique totale correspond à la surface spécifique moyenne pondérée par rapport à la masse de chaque composante.

La mesure de la surface spécifique peut se faire selon plusieurs méthodes basées sur la géométrie des particules, les caractéristiques d'adsorption du sol, etc. La méthode standard consiste à mesurer l'adsorption d'un gaz tel que l'azote pour les surfaces externes ou de substances liquides polaires (éthylène glycol, glycérol, etc.) pour la surface totale.

2. PROPRIETES DE LA PHASE LIQUIDE

2.1 Généralités

L'eau est une substance qui présente des propriétés très particulières dont certaines sont encore inexpliquées. La connaissance des propriétés fondamentales de l'eau est essentielle pour comprendre :

- son comportement
- ses interactions avec le sol et les substances chimiques
- ses mouvements
- les échanges qui se produisent entre le sol, les plantes et l'atmosphère

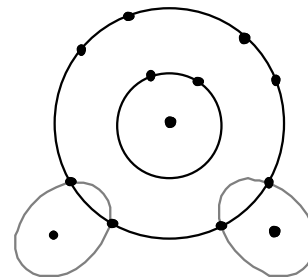
Les propriétés particulières de l'eau sont la conséquence de ses caractéristiques moléculaires.

2.2 Structure moléculaire

Chaque molécule d'eau (H_2O) est formée de deux atomes d'hydrogène et d'un atome d'oxygène. Les deux atomes d'hydrogène sont liés à l'atome d'oxygène sous un angle d'environ 105° . La molécule d'eau est globalement neutre puisqu'elle comporte le même nombre de protons que d'électrons, mais sa configuration entraîne une asymétrie électrique. En effet, le seul électron de l'atome d'hydrogène est fortement attiré par l'oxygène qui présente une plus forte électronégativité (3.5) que l'hydrogène (2.1). Ceci provoque un déséquilibre des charges électriques et une polarisation de la molécule par l'apparition de charges électriques partielles positives du côté des atomes d'hydrogène et négatives du côté de l'atome d'oxygène. Les molécules d'eau possèdent donc un moment polaire à l'origine d'interactions entre les molécules d'eau, avec les substances colloïdales du sol, les ions et les substances organiques de la solution.

La polarité des molécules d'eau explique certaines de ses propriétés telles que :

- sa capacité à être adsorbée sur les surfaces solides
- sa faculté d'hydrater des ions ou des colloïdes
- sa valeur élevée de chaleur latente de vaporisation
- son point d'ébullition élevé
- sa constante diélectrique très élevée



— couches électroniques de l'atome d'oxygène
 — couches électroniques des atomes d'hydrogène

Ce dernier paramètre influence l'intensité des forces d'attraction entre ions. En effet, entre 2 ions de charges électriques e_1 et e_2 de signes opposés, distants de d , existe une force d'attraction F :

$$F = \frac{\kappa}{\varepsilon} \frac{e_1 e_2}{d^2} \quad (\text{loi de Coulomb}) \quad \kappa : \text{constante de Coulomb}$$

ε : constante diélectrique ou permittivité relative

A 25 °C, la constante diélectrique de l'eau ϵ_{eau} vaut 80.4, celle du benzène, $\epsilon_{\text{benzène}}$, 2.28 et celle d'un sol sec, $\epsilon_{\text{sol sec}}$, de 3 à 5; la valeur élevée de la constante diélectrique de l'eau (substance polaire) est à l'origine de ses facultés de solvant; en effet des ions de signes opposés sont soumis à une force d'attraction environ 40 fois plus petite dans de l'eau que dans du benzène (substance non polaire), par exemple; ceci facilite considérablement l'hydratation des ions et la dissolution des sels dans l'eau. Par ailleurs, la valeur élevée de la constante diélectrique relative de l'eau par rapport à celle du sol sec est à l'origine de la méthode TDR (Time Domain Reflectometry) de détermination de la teneur en eau du sol.

Etant donné que la molécule d'eau est chargée négativement du côté de l'oxygène, l'ion hydrogène d'une autre molécule y est attiré, ce qui forme une liaison ou un pont hydrogène entre molécules. L'eau peut donc être considérée comme un polymère géant de molécules liées entre elles par des ponts hydrogène. La proportion de molécules liées baisse lorsque la température augmente. Alors que toutes les molécules sont liées dans la glace, leur nombre diminue lorsque l'on passe à l'état liquide (ce qui explique l'augmentation de densité qui en résulte), puis à l'état gazeux. A 25 °C, environ 80 % des atomes d'hydrogène de l'eau font l'objet de liaisons hydrogène, alors que la phase gazeuse est caractérisée par une quasi absence de ponts hydrogène.

2.3 Changement d'état

Selon l'intensité des liaisons ou des ponts hydrogène qui dépend de l'agitation moléculaire, c'est à dire des conditions de pression et de température, l'eau peut se présenter sous 3 états : solide, liquide ou gazeux. Le passage d'un état à l'autre implique que des ponts hydrogène soient formés ou rompus. L'énergie absorbée ou produite par ce phénomène est désignée par le terme de chaleur latente. La transition de l'état solide à l'état liquide (fusion) et de l'état liquide à l'état gazeux (vaporisation) nécessite une rupture des ponts hydrogène et donc un apport d'énergie (réaction endothermique). Le passage de l'état gazeux à l'état liquide (condensation ou liquéfaction) et de l'état liquide à l'état solide (congélation) s'accompagne d'une reconstitution des ponts hydrogène et d'une libération d'énergie (réaction exothermique).

Le passage direct de l'état solide à la vapeur est appelé sublimation et l'énergie nécessaire est égale à la somme des chaleurs latentes de fusion et de vaporisation. Au point d'ébullition (100°C à la pression atmosphérique), la chaleur latente de vaporisation vaut environ 2260 kJ·kg⁻¹.

2.4 Viscosité

a) Viscosité dynamique

La viscosité caractérise la résistance offerte par un fluide à l'écoulement. Vu que les molécules d'eau sont liées par des ponts hydrogène, si la distribution des vitesses n'est pas uniforme, ce qui est généralement le cas, des efforts tangentiels (contraintes de cisaillement) vont se manifester entre couches d'eau adjacentes. En effet, en écoulement laminaire la couche la plus rapide tend à entraîner la couche la plus lente et cette dernière à retenir la plus rapide.

Imaginons deux lames d'eau adjacentes distantes de dz et de surface S glissant l'une sur l'autre. Si l'on veut maintenir un gradient de vitesse dv/dz entre les deux couches, il faut appliquer une force F qui est proportionnelle à S et au gradient dv/dz :

$$F = \mu S \frac{dv}{dz} \quad \text{soit :} \quad \mu = \frac{F}{S \, dv/dz} \quad (\text{N s m}^{-2}), (\text{kg m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}) \text{ ou } (\text{Pa s})$$

Le facteur de proportionnalité μ est dit coefficient de viscosité dynamique. Il se définit donc comme la force par unité de surface nécessaire au maintien d'un gradient de vitesse donné.

Le rapport F/S exprime la contrainte de cisaillement τ (Pa) : $\tau = \frac{F}{S} = \mu \frac{dv}{dz}$

La viscosité dépend fortement de la température. Pour l'eau, la viscosité baisse de plus de 3 % par degré d'augmentation de température. Ainsi à 10 °C ($1.307 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), elle est deux fois plus élevée qu'à 40 °C (0.653×10^{-3}). La viscosité dépend également de la nature et de la concentration des solutés.

La fluidité f est inversement proportionnelle à la viscosité. Un fluide parfait est un fluide imaginaire dont la viscosité serait nulle.

b) *Viscosité cinématique*

La viscosité cinématique ν est donnée par le rapport entre la viscosité dynamique et la masse volumique du fluide :

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \quad (\text{m}^2 \text{ s}^{-1})$$

Elle exprime la viscosité d'un fluide indépendamment de sa masse volumique et traduit mieux globalement son comportement visqueux. A température ordinaire, la viscosité dynamique de l'eau vaut environ 60 fois celle de l'air, mais la viscosité cinématique de l'eau est inférieure à celle de l'air. L'air a donc globalement un comportement plus visqueux que l'eau.

	Eau	Air
ρ (kg m ⁻³)	999.1	1.225
μ (Pa s)	$1.14 \cdot 10^{-3}$	$1.78 \cdot 10^{-5}$
ν (m ² ·s ⁻¹)	$1.14 \cdot 10^{-6}$	$1.45 \cdot 10^{-5}$

Masse volumique, viscosité dynamique et viscosité cinématique de l'eau et de l'air (T = 15°C et P = 1 bar)

2.5 Propriétés thermiques

Nous passerons uniquement en revue ici une des propriétés thermiques des corps : la capacité thermique, c'est à dire l'énergie qu'il faut apporter à un corps pour élever sa température de 1°C. Selon que l'on rapporte cette énergie à la masse ou au volume, on définit :

- la capacité thermique massique (chaleur massique) c_F ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) qui représente l'énergie qu'il faut fournir à 1 kg de substance pour élever sa température de 1 °C
- la capacité thermique volumique C_F ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$).

Ces deux paramètres sont liés par la relation :

$$C_F = \rho \cdot c_F \quad (\rho : \text{masse volumique})$$

	c_F ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)	C_F ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$)
Eau	4 200	$4200 \cdot 10^3$
Sol sec	env. 800	-
Air	966	1253

Valeurs indicatives de c_F et de C_F

On constate que la capacité thermique massique de l'eau est environ 5 fois plus élevée que celle d'un sol sec. Ceci explique que les sols humides soient des sols froids au printemps et que le départ en croissance des cultures soit plus tardif dans ces sols.

2.6 Pression de vapeur

Tous les liquides ont tendance à s'évaporer, l'eau en particulier. Ceci signifie que des molécules d'eau quittent le liquide et s'échappent dans l'atmosphère où elles se retrouvent sous forme de vapeur, c. à d. sous forme gazeuse. La façon la plus fréquente d'exprimer la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère est de faire appel à la notion de **pression partielle de vapeur p_v** (Pa).

En fait les échanges de molécules d'eau entre le liquide et l'air se font dans les deux sens. D'une part des molécules quittent le liquide en transformant leur énergie cinétique en énergie potentielle pour vaincre l'attraction intermoléculaire et s'échapper vers l'atmosphère. D'autre part des molécules d'eau de l'atmosphère peuvent heurter la surface du liquide et y être absorbée.

Lorsque les échanges de molécules d'eau dans les deux directions sont statistiquement égaux, l'atmosphère est en équilibre dynamique avec la surface d'eau libre ; elle est considérée comme saturée en vapeur d'eau et sa pression de vapeur est dite **pression de vapeur saturante p_{vs}** . La pression de vapeur saturante dépend :

- de la température. Elle croît avec la température T (°C) selon la loi :

$$p_{vs} = 611 \exp\left(\frac{17,27 T}{T + 237,3}\right) \quad (\text{Pa}) \quad (\text{Pa})$$

Lorsque l'énergie cinétique des molécules du liquide augmente, le taux d'évaporation s'accroît et il faut une concentration de vapeur plus élevée dans l'air pour que les échanges dans les deux directions soient équilibrés

- de la pression du liquide ; lorsque l'eau est à une pression inférieure à celle de l'eau libre, ce qui est le cas dans les sols non saturés, la pression de vapeur saturante diminue car les molécules d'eau ont plus de peine à s'échapper

- de la composition chimique de la solution, car la présence de soluté abaisse le potentiel et donc la pression de vapeur, étant donné que les molécules de soluté diminuent la surface offerte à l'évaporation de l'eau.

La teneur en vapeur de l'atmosphère peut s'exprimer également par d'autres paramètres, tous liés entre eux :

- **l'humidité relative H_r** :

$$H_r = \frac{p_v}{p_{vs}} 100 \quad (\%)$$

- **la densité de vapeur ρ_v ou concentration de vapeur C_v** qui exprime le rapport de la masse de vapeur d'eau M_v au volume d'air V_a :

$$\rho_v = C_v = \frac{M_v}{V_a} \quad (\text{kg m}^{-3})$$

La relation entre la concentration de vapeur C_v et la pression de vapeur p_v peut se déduire de la loi des gaz parfaits :

$$C_v = \frac{m_v}{RT} p_v$$

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

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

T : température absolue (K)

- **l'humidité spécifique h_s** qui caractérise le rapport de la masse de vapeur d'eau M_v à la masse d'air humide M_a :

$$h_s = \frac{M_v}{M_a}$$

- **la température du point de rosée t_{pr}** qui représente la température à laquelle il faut abaisser une masse d'air donnée pour que débute la condensation en rosée.

2.7 Tension superficielle

La tension superficielle est un processus qui se manifeste à l'interface liquide-gaz. Les forces qui lui sont associées sont dues aux forces de liaison intermoléculaires dans les liquides (forces de cohésion). Les molécules d'eau de la surface sont attirées dans la phase liquide par une force plus grande que vers la phase gazeuse. Le liquide se comporte donc comme s'il était couvert d'une membrane sous tension constante qui tendrait à réduire sa surface.

Si l'on imagine que l'on pratique une incision fictive de longueur L à la surface du liquide, les deux bords vont tendre à s'écarter et, pour les maintenir en place, il faut exercer une force F normale à la coupure.

La tension superficielle σ est la force par unité de longueur L , parallèle à la surface, nécessaire pour maintenir la cohésion de la surface :

$$\sigma = F/L \quad (\text{N}\cdot\text{m}^{-1})$$

Elle peut être définie également par le rapport entre l'énergie E_i des molécules d'eau à l'interface et la surface de l'interface A_i :

$$\sigma = E_i/A_i \quad (\text{J}\cdot\text{m}^2) \quad \text{ou} \quad (\text{N}\cdot\text{m}^{-1})$$

Elle dépend :

- de la nature du liquide : pour de l'eau à 20 °C en contact avec de l'air, $\sigma = 0.0727 \text{ N}\cdot\text{m}^{-1}$, pour du mercure, $\sigma = 0.43 \text{ N}\cdot\text{m}^{-1}$; dans le cas d'un contact huile-air, $\sigma = 0.04 \text{ N}\cdot\text{m}^{-1}$ ($\varphi = 30^\circ$)
- de la température : la tension superficielle décroît presque linéairement lorsque la température croît. L'agitation thermique provoque une diminution des forces de cohésion
- de la composition chimique : selon l'affinité des molécules ou des ions de soluté pour l'eau, la tension superficielle croît (NaCl par ex.) ou baisse (détergents, nombreux solutés organiques, surfactants).

La tension superficielle est étroitement associée au phénomène de capillarité.

2.8 Capillarité

Le processus de capillarité qui est à la base de la rétention de l'eau dans le sol est dû à l'action simultanée des forces de cohésion et d'adhésion.

Cohésion : forces d'attraction mutuelles des molécules d'une même substance, caractérisées, à l'interface fluide-fluide, par la tension superficielle σ ; la cohésion s'oppose à la déformation du fluide

Adhésion : forces d'attraction (ou de répulsion) réciproques de substances différentes.

Si on plonge un tube capillaire dans un liquide, on note :

- apparition d'un ménisque à l'intérieur
- déformation du liquide à l'extérieur

La forme du ménisque et de la déformation dépend de l'importance relative des forces d'adhésion entre le liquide et les parois du tube et de cohésion à l'intérieur du liquide. Lorsque les forces d'adhésion sont supérieures aux forces de cohésion, le liquide mouille le solide et monte dans le tube et réciproquement.

La forme de l'interface solide-liquide-gaz se caractérise par un angle de contact φ (angle entre l'interface solide-liquide et l'interface liquide-gaz) qui varie selon la nature du liquide et du solide en présence.

$$0 < \varphi < 90^\circ$$

Adhésion > cohésion

$$p_l < p_a \text{ (liquide en dépression)}$$

Surface solide hydrophile

(cas général des sols non saturés)

$$\varphi > 90^\circ$$

Ad. < coh.

$$p_l > p_a$$

Surface hydrophobe

$$\varphi = 90^\circ$$

Ad. = coh.

$$p_l = p_a$$

La présence d'un ménisque indique une différence de pression de part et d'autre de l'interface. Dans un capillaire cylindrique, la différence de pression entre les fluides Δp , est donnée par l'équation de Laplace :

$$\Delta p = \frac{2\sigma}{R} \quad (\text{Pa})$$

R : rayon de courbure du ménisque¹ (si $R \rightarrow \infty$: interface plat et $\Delta p = 0$)

La **pression capillaire** p_c exprime la pression relative de l'eau dans le capillaire : $p_c = p_l - p_a$; elle vaut Δp si $p_l > p_a$ et $-\Delta p$ si $p_l < p_a$.

Cas de l'eau dans un capillaire hydrophile ($\varphi < 90^\circ$ et $p_l < p_a$)

L'eau étant à une pression inférieure à la pression atmosphérique qui prévaut à l'extérieur du capillaire, la différence de pression Δp aura pour effet de faire monter l'eau dans le capillaire. L'ascension se poursuit jusqu'à ce que la différence de pression soit compensée par la pression hydrostatique de la colonne d'eau dans le capillaire :

$$\Delta p = \frac{2\sigma}{R} \quad (\text{dépression à l'origine de l'ascension de l'eau})$$

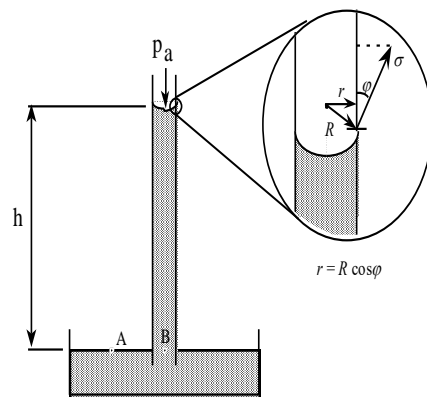
Pression hydrostatique p_l exercée par la colonne d'eau dans le capillaire à l'équilibre :

$$p_l = \rho_w g h \quad (h : \text{hauteur d'ascension capillaire})$$

A l'équilibre, les pressions sont égales, soit : $h = \frac{2\sigma}{\rho_w g R}$

Dans un capillaire cylindrique de rayon r : $r = R \cos \varphi$ et donc : $R = r / \cos \varphi$

$$\Rightarrow h = \frac{2\sigma \cos \varphi}{\rho_w g r} \quad \text{Loi de Jurin}$$



Il apparaît clairement que la remontée capillaire est d'autant plus importante que le rayon du capillaire est petit.

Pour les contacts eau-sol, on admet fréquemment que l'angle de contact est nul, et donc :

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

¹ Certains auteurs considèrent que, par convention, R est négatif lorsque la surface liquide est concave et que le centre de courbure est situé à l'extérieur du liquide.

La pression capillaire de l'eau à la surface du ménisque vaut :

$$p_c = p_l - p_a = -\Delta p = -\frac{2\sigma}{R} = -\frac{2\sigma \cos \varphi}{r}$$

Note : sign depends on the definition of p_c ,
sometimes $p_c = p_a - p_l$ is used

L'eau est donc sous tension ou en dépression par rapport à la pression atmosphérique. Elle est d'autant plus sous tension que le rayon du capillaire est petit.

Si l'on retire le tube de la cuve, la colonne capillaire reste en place parce qu'elle est retenue dans le tube par les forces de capillarité. Plus le rayon du capillaire est petit, plus l'eau est retenue dans le capillaire et plus il est difficile de l'extraire.

Dans un sol, les processus capillaires se manifestent de façon très variable en raison de l'hétérogénéité des pores (dimension, forme, orientation, tortuosité, etc.) et de la présence de bulles d'air captives. On peut définir un diamètre équivalent qui correspond au diamètre du capillaire cylindrique qui conduit à la même capillarité. Le sol peut donc être considéré comme étant constitué d'un assemblage de capillaires de formes et de dimensions extrêmement variables qui attirent l'eau et la retiennent en phase d'infiltration, sont à l'origine de remontées capillaires depuis la nappe et libèrent progressivement l'eau du sol sous l'effet de forces de succion exercées par les racines des plantes ou le demande évaporative.

2.9 Pression osmotique

La présence de sels dans l'eau génère un potentiel osmotique qui peut abaisser le potentiel de l'eau, ce qui fait qu'il faut plus d'énergie pour retirer des molécules d'eau d'une solution que de l'eau pure.

Les forces qui dérivent de ce potentiel ne se manifestent qu'en présence d'une membrane semi-perméable (à pores suffisamment petits pour laisser passer l'eau mais pas les solutés). En l'absence de membrane, le potentiel osmotique n'a pas d'effets sur le mouvement de l'eau.

Etant donné que la concentration des molécules d'eau est plus grande dans l'eau pure que dans la solution, le flux de molécules d'eau est plus important dans le sens eau-solution que dans l'autre sens. En conséquence, le niveau d'eau de la solution s'élève lentement et celui de l'eau pure baisse jusqu'à ce que la pression hydrostatique soit suffisante pour empêcher une migration préférentielle de l'eau vers la solution. A l'équilibre, les flux d'eau sont égaux dans les deux sens. La pression qu'il faut appliquer pour empêcher l'osmose de l'eau vers la solution est dite pression osmotique.

Van't Hoff (1887) a trouvé expérimentalement que la pression osmotique d'une solution diluée ($C < 1 \text{ M}$) obéit à l'équation :

$$p_o V = n R T$$

$$p_o = \frac{n}{V} R T = C R T$$

p_o	: pression osmotique	(Pa)
V	: volume de solution	(m^3)
n	: quantité de soluté	(mol)
R	: constante universelle des gaz	$R = 8.31 \text{ J}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$
T	: température absolue	(K)

C : concentration molaire de l'espèce ionique considérée (mol·m⁻³)

Cette équation se présente sous la même forme que l'équation des gaz parfaits, ce qui atteste de comportement similaire entre une substance dissoute et un gaz.

En termes de charge de pression osmotique h_o (m) : $h_o = \frac{p_o}{\rho_w g}$.

p_o et h_o caractérisent l'abaissement de potentiel qui résulte de la pression osmotique.

Lorsqu'une substance de concentration C se dissocie ou s'ionise dans l'eau, elle produit plusieurs espèces ioniques, si bien que la pression osmotique totale résultante doit être multipliée par un facteur d (constante de dissociation) qui correspond au nombre de ions formés lors de la dissociation (une molécule de NaCl par ex. fournit deux atomes lorsqu'elle est dissociée qui développent une pression osmotique deux fois supérieure à celle de la molécule non dissociée; il en est de même pour l'ionisation de HCL) :

$$p_o = C R T d$$

Ex. : Soit une solution à 15 °C renfermant 10g de NaCl (masse moléculaire $m = 58.5$ g·mol⁻¹) dissous par litre d'eau. Calculer p_o .

$$C = 10 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1} = 10\,000 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3} = 10\,000/58.5 \text{ mol}\cdot\text{m}^{-3} = 171 \text{ mol}\cdot\text{m}^{-3}$$

$$p_o = 171 \cdot 8.31 \cdot 288 \cdot 2 = 818\,502 \text{ Pa} \quad \text{soit : } 8.2 \text{ bar.}$$

Soit une solution à 300 K dosée à 0.01 M de HCl. Calculer p_o .

$$p_o = 0.01 \cdot 1000 \cdot 8.32 \cdot 300 \cdot 2 = 49\,920 \text{ Pa} \quad \text{soit : } 0.5 \text{ bar.}$$

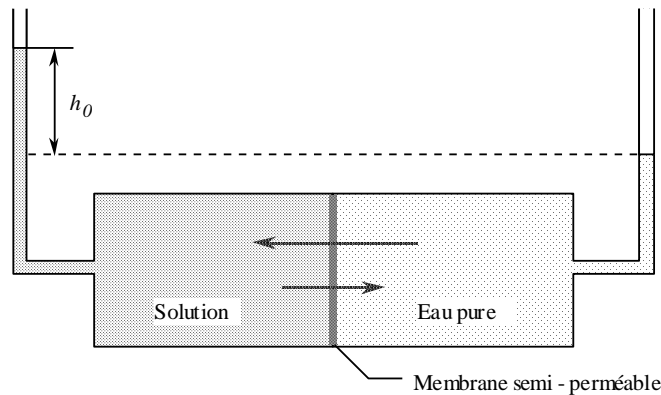
Rem. : On peut également estimer directement la valeur de la pression osmotique à partir de la connaissance de la conductivité électrique CE de la solution, au moyen de la formule empirique suivante :

$$p_o = K \cdot CE \quad (\text{Pa})$$

K : coefficient variant selon la nature des sels entre 0.28 et $0.38 \cdot 10^5$

CE : conductivité électrique de la solution en mS·cm⁻¹ à 25 °C.

La relation approximative suivante permet de passer de la conductivité électrique CE , exprimée en mS·cm⁻¹, à la concentration totale en sels dissous C_T d'une solution, en g·l⁻¹ : $C_T = 0.64 \cdot CE$



La pression osmotique abaisse le potentiel de la solution par rapport à celui de l'eau pure et la rend donc plus difficile à mobiliser. Les membranes semi-perméables rencontrées dans le sol sont essentiellement les interfaces eau-air dans les pores et à la surface du sol (la p_{vs} est abaissée par la présence de solutés, si bien que l'eau salée s'évapore plus difficilement que l'eau pure) et les racines des plantes. La forte concentration du liquide physiologique qui règne à l'intérieur des racines facilite l'absorption de l'eau. Lorsque la concentration de la solution du sol augmente, le gradient de concentration (solution du sol/solution physiologique) diminue et le transfert de l'eau dans la plante se fait plus difficilement.

Rem : L'osmose inverse permet de séparer un soluté (sel, polluants inorganiques : nitrates, sulfates, métaux lourds, etc.) d'une solution (eau) par application d'un gradient de pression qui oblige le solvant à traverser une membrane. Les résultats dépendent des caractéristiques de la membrane (acétate de cellulose, polyamide, etc.) et des conditions opératoires (gradient de pression).

3. PROPRIETES DE LA PHASE GAZEUSE

3.1 Généralités

L'espace poral du sol (en général 40 à 50 %) est occupé par de l'eau ou du gaz. Une faible proportion de gaz est dissoute dans l'eau, le reste constitue l'air du sol.

L'air du sol est composé d'un mélange gazeux de composition variable.

	Air atmosphérique	Air du sol
Azote	78 %	78-80 %
Oxygène	21 %	< 21 %
Autres gaz (gaz rares, vap. d'eau, CO ₂ , méthane, ozone)	1%	1 %
Gaz carbonique	0.03 %	0.2 à quelques %
Vapeur d'eau	Variable	Proche de la saturation

La quantité d'air présente dans le sol, comme sa composition, varie dans le temps et dans l'espace. Elle est faible après une irrigation ou une forte pluie et en présence d'une nappe peu profonde.

Dans un sol bien aéré, la composition de la phase gazeuse diffère peu de celle de l'atmosphère étant donné les processus de diffusion à travers la surface du sol qui provoquent des échanges permanents.

En général, toutefois, on note 2 différences importantes :

- a) la concentration en CO_2 est plus élevée dans l'air du sol que dans l'air atmosphérique et la teneur en O_2 plus réduite. Ceci est dû au fait que du CO_2 est formé et de l' O_2 est consommé par :
- la respiration des racines et des micro-organismes du sol. La respiration s'accompagne de la dégradation, par oxydation, des hydrates de carbone formés durant la photosynthèse. L'énergie libérée est utilisée par les racines et les micro-organismes pour leur métabolisme et leur croissance.
 - la dégradation des composés organiques du sol par l'activité microbienne. Lors de ce processus, la matière organique du sol est décomposée en CO_2 et en H_2O par une réaction d'oxydation similaire à la respiration.

Dans le sol il n'existe pas de réaction biochimique telle que la photosynthèse qui puisse remplacer l' O_2 consommé et rétablir l'équilibre O_2 - CO_2 . Seuls des échanges suffisants entre l'air du sol et l'atmosphère permettent d'éviter une accumulation dommageable de CO_2 .

- b) la teneur en vapeur d'eau du sol est très proche de la saturation.

La concentration en CO_2 du sol peut atteindre plusieurs % contre 0.03 % dans l'atmosphère. Au-delà de 5 %, la croissance de nombreuses plantes est inhibée par excès de CO_2 . Corrélativement la teneur en O_2 baisse. En général la somme de CO_2 et O_2 est de l'ordre de 20 %.

La teneur en O_2 et en CO_2 dépend non seulement de l'importance des processus biologiques, mais également de l'intensité des échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère. Dans les sols mal aérés, les concentrations en CO_2 peuvent atteindre des valeurs très élevées et les concentrations en O_2 très basses.

La production de CO_2 est la plus forte lorsque l'activité biologique (plantes et micro-organismes) est à son maximum, ce qui dépend des cultures et du climat. L'activité des micro-organismes augmente avec la température jusqu'à un optimum, puis décroît par la suite. La concentration en CO_2 croît avec la profondeur et celle de l'oxygène diminue à cause de l'activité biologique, de la baisse de porosité et de l'accroissement de l'humidité. La quantité moyenne de CO_2 produite est de l'ordre de 3 à 5 g par jour et par m^2 de sol ; les 2/3 environ résultent de l'activité des micro-organismes, le reste est dû à la respiration des racines.

En cas de mauvaise aération prolongée (zones inondées, trop humides ou trop tassées), les taux de CO_2 et d' O_2 atteignent des valeurs inadaptées. Une teneur trop faible en oxygène se traduit notamment par :

- l'asphyxie des racines (chlorose ou jaunissement du feuillage)

- dépérissement des légumineuses, faute de bactéries aérobies vivant en symbiose dans les nodosités
- développement de fermentations anaérobies. En conditions anaérobies, lorsque la teneur en eau est élevée ou dans les zones de microporosité, l'oxydation est incomplète, des processus de réduction peuvent voir le jour, le tout s'accompagnant de la production de diverses substances, souvent toxiques, telles que le méthane (CH₄), l'hydrogène sulfuré (H₂S), etc.

Une bonne aération du sol est donc nécessaire pour que l'air du sol puisse être constamment renouvelé. Ce renouvellement se fait essentiellement par échanges diffusifs avec l'air atmosphérique.

Une propriété importante des sols est la teneur en air un à deux jours après une forte pluie ou une irrigation, lorsque la plupart de l'eau de gravité a été éliminée. La porosité qui en résulte est appelée porosité d'aération ou macroporosité. On admet empiriquement qu'un sol bien aéré devrait présenter une porosité d'aération supérieure à 10 % pour assurer une croissance harmonieuse des végétaux. Les pratiques agricoles doivent viser ce seuil minimal.

L'amélioration de l'aération du sol passe par une lutte efficace contre l'excès d'eau (assainissement) et une amélioration de la structure du sol (travail du sol, amendements calcaires et humifères). C'est l'un des objectifs majeurs du drainage en période de cultures.

3.2 Caractérisation de la phase gazeuse du sol

La quantité totale d'air présente dans un sol s'exprime généralement par la teneur en air volumique ou fraction volumique ε_a définie par :

$$\varepsilon_a = \frac{V_a}{V_t} = \frac{\text{Volume d'air du sol}}{\text{Volume total de sol}}$$

$$\varepsilon_a = n - \theta \quad n : \text{porosité totale du sol}; \theta : \text{humidité volumique du sol}$$

La quantité des divers composants gazeux constituant l'air du sol peut s'exprimer de différentes façons :

- Concentration volumique C_i (kg_{gaz}·m⁻³) d'une composante i

$$C_i = \frac{M_i}{V}$$

$$\begin{array}{ll} M_i & : \text{masse de la composante i} & (\text{kg}_{\text{gaz}}) \\ V & : \text{volume de référence} & (\text{m}^3) \end{array}$$

- Fraction volumique ε_i (m³_{gaz}·m⁻³) d'une composante i

$$\varepsilon_i = \frac{V_i}{V}$$

$$V : \text{volume de référence} \quad (\text{m}^3_{\text{gaz}})$$

$$\text{On a donc : } C_i = \rho_g \varepsilon_i$$

$$\rho_g \quad : \quad \text{masse volumique du gaz} = \frac{M_i}{V_i} \quad (\text{kg}_{\text{gaz}} \cdot \text{m}^{-3}_{\text{gaz}})$$

- Pression partielle p_i d'une composante i

$$p_i = \varepsilon_i p_a \quad p_a : \text{pression atmosphérique} \quad (\text{Pa})$$

Concentration massique totale de gaz dans un sol

Une composante volatile particulière peut se retrouver dans les phases gazeuse, liquide ou solide du sol. La concentration totale C_T du gaz considéré, exprimée en kg par m^3 de sol, vaut :

$$C_T = \varepsilon_a C_G + \theta C_L + \rho C_S$$

$$C_T \quad : \quad \text{concentration massique totale de gaz} \quad (\text{kg}_{\text{gaz}} \cdot \text{m}^{-3}_{\text{sol}})$$

$$C_G \quad : \quad \text{concentration massique dans la phase gazeuse} \quad (\text{kg}_{\text{gaz}} \cdot \text{m}^{-3}_{\text{air}})$$

$$C_L \quad : \quad \text{concentration massique dans la phase liquide} \quad (\text{kg}_{\text{gaz}} \cdot \text{m}^{-3}_{\text{eau}})$$

$$C_S \quad : \quad \text{concentration massique dans la phase solide} \quad (\text{kg}_{\text{gaz}} \cdot \text{kg}^{-1}_{\text{sol}})$$

$$\varepsilon_a \quad : \quad \text{fraction volumique de la phase gazeuse} \quad (\text{m}^3_{\text{air}} \cdot \text{m}^{-3}_{\text{sol}})$$

$$\theta \quad : \quad \text{teneur en eau volumique du sol} \quad (\text{m}^3_{\text{eau}} \cdot \text{m}^{-3}_{\text{sol}})$$

$$\rho \quad : \quad \text{masse volumique apparente sèche du sol} \quad (\text{kg}_{\text{sol}} \cdot \text{m}^{-3}_{\text{sol}})$$

Si le gaz est insoluble et non sujet à la sorption :

$$C_T = \varepsilon_a C_G$$

* * * * *