
**PARTIE II : ENVIRONNEMENT
DES PLANTES CULTIVÉES**

Chapitre 2

**LES RAYONNEMENTS SOLAIRES
ET LE FONCTIONNEMENT
DU COUVERT VÉGÉTAL**

Raymond Bonhomme

Institut national de la recherche agronomique,
Unité de recherches en bioclimatologie, Thiverval-Grignon, France

Sommaire

1. Généralités sur la cosmographie de la Terre et sur les rayonnements

- 1.1. Mouvement de la Terre. Le temps
- 1.2. Le repérage de la position du Soleil
- 1.3. La durée du jour
- 1.4. Formules approchées de calculs astronomiques
- 1.5. Grandeurs et unités relatives aux rayonnements

2. Les rayonnements solaires

- 2.1. Le rayonnement solaire extraterrestre
- 2.2. Les rayonnements solaires reçus au sol

3. Pénétration des rayonnements solaires dans un couvert végétal

- 3.1. Modifications qualitatives des rayonnements
- 3.2. Modifications quantitatives des rayonnements

4. Les rayonnements solaires et le fonctionnement du couvert végétal

- 4.1. Les rayonnements utiles à la photosynthèse (PAR)
- 4.2. Les rayonnements solaires et la photosynthèse de la culture
- 4.3. Les rayonnements solaires et la morphogénèse des plantes
- 4.4. Utilisation de sources artificielles de lumière pour la croissance des plantes

Bibliographie

LES RAYONNEMENTS SOLAIRES ET LE FONCTIONNEMENT DU COUVERT VÉGÉTAL

La connaissance des rayonnements solaires est importante pour comprendre le fonctionnement des cultures car ces rayonnements vont :

- être utilisés pour la photosynthèse (assimilation du gaz carbonique de l'air et fabrication de composés carbonés végétaux),
- jouer un rôle important dans la régulation de la croissance et du développement des plantes (photopériodisme, photomorphogénèse),
- apporter une grande part de l'énergie qui conditionne l'équilibre thermique des différentes composantes de la culture.

1. GÉNÉRALITÉS SUR LA COSMOGRAPHIE DE LA TERRE ET SUR LES RAYONNEMENTS

1.1. Mouvement de la Terre. Le temps

La Terre tourne sur elle-même, autour de son axe des pôles, en 23 h 56 min 4 s. En même temps elle tourne autour du Soleil en un an, soit environ 365,25 jours, selon une trajectoire très légèrement elliptique dont le Soleil constitue un des foyers ; le plan de cette trajectoire est le plan de l'écliptique (figure 2.1). La durée nécessaire pour que le Soleil se retrouve dans le plan du même méridien d'un lieu sur la Terre est donc égale, en moyenne, au temps de rotation de la Terre sur elle-même augmenté de $1/365,25$ tour supplémentaire (soit $23\text{ h }56\text{ min }4\text{ s} + 24\text{ h} / 365,25 = 24\text{ h}$) : c'est par définition le jour, et la seconde est égale à $1/86\,400$ jour moyen.

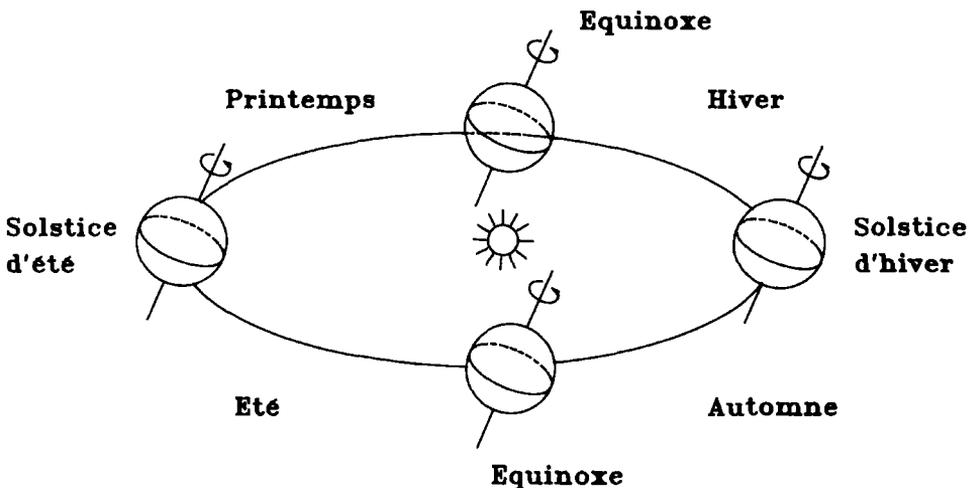


Figure 2.1. Trajet de la Terre autour du Soleil dans le plan de l'écliptique.

Cependant la vitesse de rotation de la Terre autour du Soleil n'est pas tout à fait régulière car c'est l'aire balayée par le rayon Terre-Soleil, durant un intervalle de temps donné, qui est constante (loi de Kepler) ; il en résulte que la vitesse de la Terre est plus élevée quand le Soleil est plus près de la Terre, en hiver, et plus faible en été. On peut donc dire que le Soleil va être tantôt en avance, tantôt en retard, sur l'heure officielle ; cette différence constitue ce que l'on appelle l'**équation du temps ET** (tableau 2.1). On peut donc définir plusieurs temps :

- le temps solaire vrai (TSV) qui est basé sur l'angle horaire du Soleil (angle entre le méridien du lieu, plan vertical passant par le Sud, et le méridien de la direction du Soleil, plan passant par l'axe de la Terre et par le Soleil ; 1 heure = 15°), il est indiqué par exemple par les cadrans solaires : il vaut 0 lors du passage du Soleil au méridien du lieu ;
- le temps solaire moyen (TSM) qui est l'angle horaire que l'on observerait si le mouvement apparent du Soleil était régulier :

$$ET = TSM - TSV$$

- le temps civil (TC) qui est le TSM augmenté de 12 h afin que le changement de jour ne se fasse pas au milieu de la phase diurne ;
- le temps universel (TU) qui est le temps civil du méridien de Greenwich, choisi comme méridien origine ; le TU d'un lieu est fonction de sa longitude exprimée en heures (Lo) et comptée positivement vers l'ouest et négativement vers l'est, par rapport au méridien de Greenwich (on passe des degrés en heures en multipliant par 24/360 = 1/15) :

$$TU = TSV + ET + 12 + Lo$$

- l'heure légale (HL) ; chaque pays choisit une différence horaire (entière) en fonction de sa position par rapport au méridien de Greenwich (pour que le passage du Soleil au Méridien ait lieu aux environs de 12 h), soit un numéro de fuseau horaire FH (0 pour Greenwich, compté positivement vers l'est et négativement vers l'ouest, soit de sens opposé à la longitude), et aussi d'éventuelles différences saisonnières DS (DS = +1 par exemple en été en Europe) :

$$HL = TU + FH + DS.$$

Tableau 2.1. Variation de l'équation du temps (ET en min) et de la déclinaison du Soleil (D en degré) pour le premier jour de chaque mois de l'année.

Mois	ET	D	Mois	ET	D
Janvier	-3	-23,1	Juillet	-4	+23,2
Février	-14	-17,3	Août	-6	+18,3
Mars	-13	-8,0	Septembre	0	+8,6
Avril	-4	+4,1	Octobre	+10	-2,8
Mai	+3	+14,8	Novembre	+16	-14,1
Juin	+2	+21,9	Décembre	+11	-21,6

1.2. Le repérage de la position du Soleil

L'axe des pôles de la Terre, et donc le plan de l'équateur terrestre, est incliné de 23°27' sur le plan de l'écliptique. La **déclinaison** du Soleil, D , qui est l'angle entre la direction du Soleil et le plan de l'équateur, varie donc de -23°27' au solstice d'hiver (vers le 22 décembre), à 0° pour l'équinoxe de printemps (21 mars), puis à

+23°27' au solstice d'été (21 juin), et à 0° pour l'équinoxe d'automne (22 septembre) : voir la figure 2.1. A l'aide des lois astronomiques il est possible de calculer la position du Soleil pour n'importe quel lieu de la Terre à tout moment. Si B est la **hauteur du Soleil** (hauteur angulaire au-dessus de l'horizon d'un lieu) et A son **azimut** (angle entre le plan vertical passant par le Soleil et celui passant par le Sud, plan méridien du lieu), on a :

$$\begin{aligned} \sin B &= \sin La \sin D + \cos La \cos D \cos H \\ \sin A &= (\cos D \sin H) / \cos B \end{aligned}$$

avec B : hauteur du Soleil, comptée de -90° à $+90^\circ$; $(90^\circ - B)$ est la distance zénithale du Soleil,

A : azimut du Soleil, compté de -180° à $+180^\circ$ du nord vers l'est (-90°), le sud (0°), l'ouest ($+90^\circ$) puis le nord ($+180^\circ$) ; le signe de A est le même que celui de H ,

La : latitude du lieu (positive dans l'hémisphère Nord et négative dans l'hémisphère Sud),

D : déclinaison du Soleil, voir le tableau 2.1 ou formules du 1.4,

H : angle horaire du Soleil, correspondant au temps TSV.

Les variations de densité de l'air provoquent une courbure des rayons d'autant plus accusée que le Soleil est bas sur l'horizon : c'est la **réfraction atmosphérique**. Lorsque le soleil se lève ou se couche, son centre est en moyenne d'environ 36'36" au-dessous de l'horizon ; cet angle varie un peu avec la température, la pression atmosphérique et l'altitude du lieu.

1.3. La durée du jour

A l'aide des relations trigonométriques données ci-dessus il est possible de calculer les angles horaires du lever et du coucher du Soleil ($B = 0$) et donc la durée du jour ; la figure 2.2 donne les variations annuelles de cette durée du jour so pour différentes

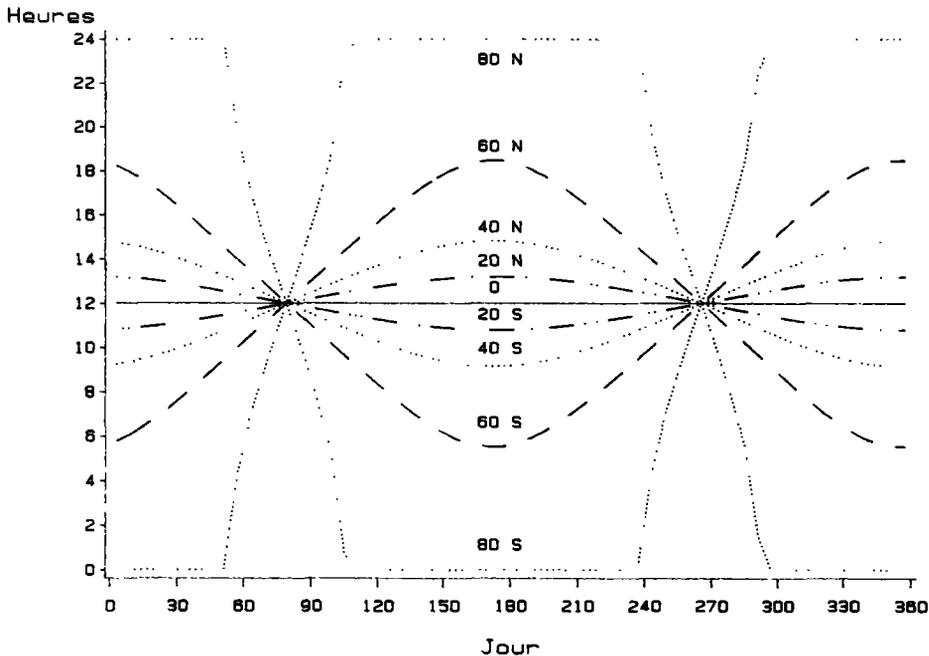


Figure 2.2. Variation annuelle des durées de jour so pour des lieux de latitude différente.

latitudes ; il est évidemment possible de tenir compte aussi de la réfraction atmosphérique dans l'évaluation de la durée du jour. De la même façon on peut estimer le passage du disque solaire sous l'horizon (durée officielle du jour aux USA : le centre du disque solaire est alors à $-50'$ sous l'horizon), la durée du crépuscule civil (centre du soleil à -6°), du crépuscule nautique (-12°) ou du crépuscule astronomique (-18°).

1.4. Formules approchées de calculs astronomiques

Pour des calculs ne nécessitant pas une très grande précision, il est possible d'utiliser des formules simples de calcul des différentes variables :

Déclinaison du soleil

$$D = 23,45 \sin(2\pi (NJ + 284) / 366) \quad (\text{Durand, 1974})$$

avec NJ : numéro du jour de l'année.

Durée du jour

$$DJ = 24 (\arccos (-\operatorname{tg} D \operatorname{tg} La)) / \pi$$

avec $DJ = 24$ si $(\operatorname{tg} D \operatorname{tg} La) > 1$, et $DJ = 0$ si $(\operatorname{tg} D \operatorname{tg} La) < -1$.

1.5. Grandeurs et unités relatives aux rayonnements

Le terme de rayonnement se rapporte à toute énergie électromagnétique émise, transportée ou reçue ; s'agissant des rayonnements d'origine solaire la plus grande partie de l'énergie est comprise entre 300 et 3 000 nanomètres (nm ; les rayonnements visibles par l'œil sont eux compris entre 350 et 750 nm) ; le terme radiation est réservé, en français, à un rayonnement monochromatique.

La quantité d'énergie transportée par un rayonnement s'exprime en joule (J) ; la puissance qui est émise, transportée ou reçue sous forme de rayonnement est un flux énergétique, il s'évalue en watt ($W = J \cdot s^{-1}$).

Les différentes grandeurs se rapportant à une **source** de rayonnement sont :

- l'intensité énergétique (flux énergétique émis par une source ponctuelle par unité d'angle solide et dans une direction donnée, $W \cdot sr^{-1}$),
- l'exittance énergétique (densité superficielle du flux énergétique rayonné par une source étendue dans un hémisphère, $W \cdot m^{-2}$),
- et la luminance énergétique (flux énergétique émis par une source étendue par unité d'angle solide dans une direction donnée et par unité de surface de la source vue dans cette direction, $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$).

Pour une source parfaitement diffusante (elle est alors dite lambertienne car elle suit la loi de Lambert) la luminance est indépendante de la direction de visée ; on a alors

$$\text{Exitance} = \pi \times \text{Luminance.}$$

Pour ces sources lambertiennes l'indicatrice d'intensité énergétique est une sphère (tangente à la surface au point d'émission) et celle de luminance énergétique une demi-sphère centrée au point d'émission.

La puissance reçue par unité de surface d'un **récepteur** se nomme l'éclairement énergétique, elle correspond à une densité superficielle de flux énergétique et s'évalue en $W \cdot m^{-2}$. *Certaines mesures sont encore faites dans une ancienne unité d'éclairement énergétique, la $cal \cdot cm^{-2} \cdot min^{-1}$; une donnée en cette unité doit être multipliée par 698 pour donner des $W \cdot m^{-2}$.* En physiologie végétale les éclairagements sont parfois donnés en lux, ce n'est pas une unité énergétique mais une unité photométrique d'éclairement qui est donc fonction d'une courbe de sensibilité spectrale de l'œil. Nous verrons au paragraphe 4.1 qu'il est aussi possible de définir des éclairagements photoniques, fonction du nombre de photons reçus sur une surface par unité de temps.

La quantité d'éclairement reçue par un récepteur pendant un certain temps s'évalue en $J \cdot m^{-2}$; c'est la valeur intégrée du produit de l'éclairement énergétique par sa durée. En énergétique le wattheure (Wh) est également utilisé comme unité à la place du J : une mesure faite en Wh doit être multipliée par 3 600 pour donner des joules.

2. LES RAYONNEMENTS SOLAIRES

2.1. Le rayonnement solaire extraterrestre

2.1.1. Caractérisation énergétique

L'éclairement énergétique fourni par le Soleil est caractérisé par la constante solaire I_0 qui est l'éclairement énergétique d'une surface perpendiculaire à la direction du Soleil, qui serait placée hors de l'atmosphère à l'équinoxe. Les valeurs proposées dans la bibliographie varient entre 1 350 et 1 400 $W \cdot m^{-2}$, et les mesures récentes par satellite convergent vers 1 368 $W \cdot m^{-2}$; compte tenu des variations de l'activité solaire la gamme de variation de cette "constante" reste cependant de quelques $W \cdot m^{-2}$.

Comme l'éclairement fourni par une source ponctuelle varie comme le carré de la distance au récepteur, les petites différences dans la distance Terre-Soleil, de 0,983 au solstice d'hiver à 1,017 au solstice d'été, se traduisent par des variations annuelles de $\pm 3,4 \%$ de l'éclairement énergétique extraterrestre.

A l'aide des lois astronomiques déjà présentées et de la connaissance de l'éclairement énergétique extraterrestre il est possible de calculer la quantité d'éclairement reçue par des surfaces diversement orientées. En effet, l'éclairement fourni par le rayonnement solaire extraterrestre sur un plan incliné selon un angle i et d'azimut A_p (par rapport à la direction du Soleil), se calcule à l'aide de la formule :

$$I_0 (\sin i \cos B \cos A_p + \cos i \sin B)$$

où B est la hauteur du Soleil (cf. 1.2). Pour un plan horizontal ($i = 0$) l'éclairement énergétique est $I_0 \sin B$. La figure 2.3 donne les variations annuelles de la quantité d'éclairement extraterrestre reçue par jour sur une surface horizontale, pour différentes latitudes ; une formule approchée, donnant R_{so} en $MJ \cdot m^{-2} \cdot jour^{-1}$, est (Durand, 1974) :

$$R_{so} = C [\sin D \sin La \arccos (-\operatorname{tg} D / \operatorname{tg} La) + \sqrt{((\cos La)^2 - (\sin D)^2)}] / \pi$$

avec $C = 118,368 (1 + 0,033 \cos (2 \pi (NJ - 4) / 366))$

où : D est la déclinaison du Soleil (formule approchée cf. 1.4) ;
 La , la latitude du lieu ;
 NJ , le numéro du jour de l'année.

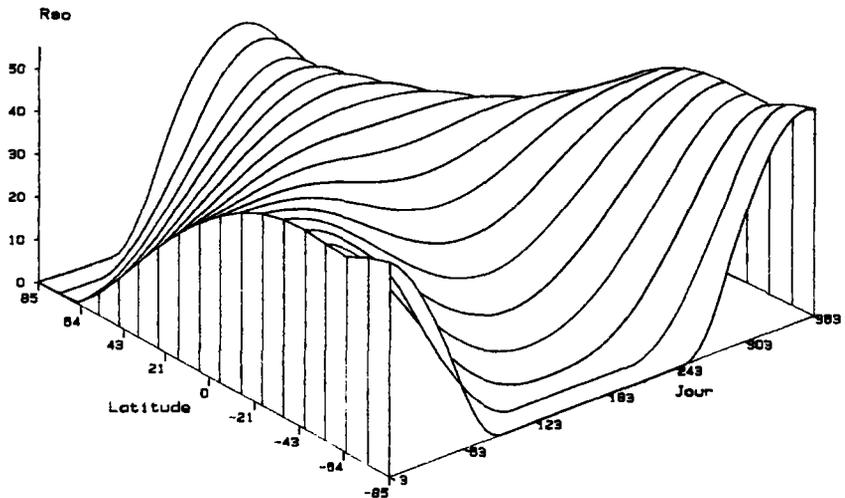


Figure 2.3. Variation annuelle des quantités d'éclairement extraterrestre R_{50} (en $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{jour}^{-1}$) reçues par jour sur un plan horizontal pour différentes latitudes.

2.1.2. Caractérisation spectrale

La formule de Wien donne la longueur d'onde maximale L_{max} (en nm) d'émission d'un corps noir à la température T (en kelvin, K) :

$$L_{\text{max}} T \cong 2,900 \cdot 10^6$$

Comme la température de couleur du Soleil est voisine de 6 000 K, l'éclairement monochromatique fourni par le Soleil passe donc par un maximum pour les longueurs d'onde voisines de 500 nm.

La formule de Plank, valable aussi pour des émissions assimilables à celles de corps noirs, donne la variation de l'éclairement énergétique monochromatique fourni par le Soleil, compte tenu aussi de sa seule température ; il en résulte que :

- 9 % de l'éclairement solaire extraterrestre a une longueur d'onde inférieure à 400 nm (ultraviolet) et 1 % est inférieure à 290 nm,
- 41 % est compris entre 400 et 700 nm (c'est-à-dire dans la gamme utile à la photosynthèse, voir 4.1),
- 50 % est supérieur à 700 nm (proche et moyen infrarouge), avec 1 % supérieur à 4 000 nm.

2.2. Les rayonnements solaires reçus au sol

La traversée de l'atmosphère modifie la composition spectrale du rayonnement solaire extraterrestre par des phénomènes d'absorption et de diffusion. Ces phénomènes sont proportionnels à la masse d'air traversée ; en négligeant les effets de la courbure de la terre et de la réfraction (sensibles seulement pour les faibles hauteurs de Soleil), cette masse d'air (en valeur relative par rapport à la masse d'air unité à la

verticale d'un point au niveau de la mer) est $P/(1\ 000 \sin B)$ où P est la pression atmosphérique en millibars et B la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon.

2.2.1. Le rayonnement solaire direct R_b

Une première modification du rayonnement solaire est due à l'**absorption sélective** par les composés gazeux et par la vapeur d'eau de l'atmosphère (figure 2.4) ; à noter particulièrement les absorptions par :

- la vapeur d'eau à 1 100, 1 400, 1 600, et 1 900 nm ; c'est quantitativement l'absorption la plus importante, aussi l'épaisseur d'eau condensable de l'atmosphère (pouvant atteindre quelques cm) est-elle un paramètre atmosphérique important,
- l'ozone qui absorbe fortement les radiations solaires inférieures à 300 nm et assure ainsi une protection contre les rayonnements ultraviolets nocifs pour les êtres vivants,
- le gaz carbonique à 2 750 et 4 250 nm,
- l'oxygène à 690 et 760 nm.

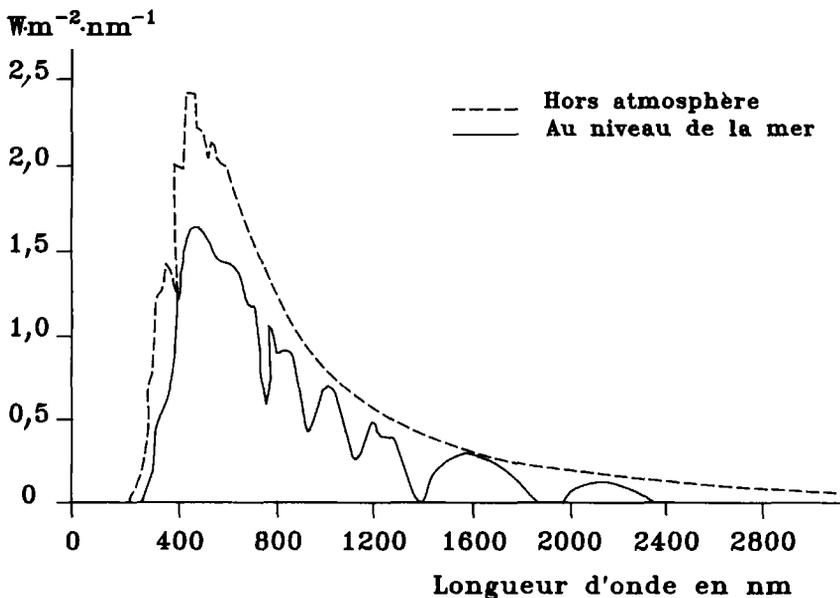


Figure 2.4. Distribution de l'éclairement énergétique monochromatique du rayonnement solaire direct à l'extérieur de l'atmosphère et au niveau de la mer.

La **diffusion atmosphérique**, qui est due à l'interaction des photons avec les molécules des constituants de l'atmosphère et avec les aérosols en suspension dans l'air, modifie également la composition spectrale du rayonnement solaire. Les molécules gazeuses qui ont des dimensions très inférieures aux longueurs d'onde des rayonnements solaires agissent par la diffusion de Rayleigh : cette diffusion est inversement proportionnelle à la puissance quatrième de la longueur d'onde ; ce sont donc surtout les courtes longueurs d'onde qui sont les plus diffusées (c'est pour cela que le Soleil paraît rouge à son coucher car les courtes longueurs d'onde sont très atténuées). Au contraire, pour des aérosols et de fines gouttelettes d'eau qui ont un diamètre supérieur de plusieurs ordres aux longueurs d'onde, la diffusion (dite diffusion neutre de Mie) va porter sur l'ensemble du spectre solaire.

Selon la taille des aérosols, la diffusion va donc être plus ou moins importante et plus ou moins fonction de la longueur d'onde des rayonnements solaires. Pour ca-

racteriser le trouble atmosphérique, différents coefficients ont été établis : les plus utilisés sont le facteur de trouble de Linke et le coefficient de trouble d'Angström.

2.2.2. Le rayonnement diffus du ciel et des nuages R_d

Le rayonnement solaire direct diffusé par les molécules gazeuses, les aérosols, et les gouttelettes d'eau contribue à créer un rayonnement diffus qui va provenir de l'ensemble de la voûte du ciel. Lorsque le ciel est clair, c'est la diffusion de Rayleigh qui prédomine et ce sont donc surtout les courtes longueurs d'onde qui sont diffusées : cela explique la couleur bleue du ciel. Lorsque le ciel est couvert on tend vers une diffusion neutre et la composition spectrale du rayonnement diffus est proche de celle du rayonnement solaire direct.

Le calcul du rayonnement diffus incident sur une surface nécessite de connaître la répartition des luminances selon les différentes zones de la voûte du ciel. Pour cela des lois empiriques de répartition de la luminance du ciel (R_a) ont été établies pour des ciels couverts :

$$R_a = R_d / \pi \quad (\text{« ciel de Walsh », nommé } \textit{Uniform Overcast Sky}, \text{ UOC})$$
$$R_a = (1 + 2 \sin l) (3 R_d / 7 \pi) \quad \text{où } l \text{ est la hauteur de la zone de ciel (« ciel de Moon et Spencer », nommé } \textit{Standard Overcast Sky}, \text{ SOC)}$$

Les lois de répartition des luminances utilisables dans le cas de ciels clairs sont beaucoup plus complexes car elles font intervenir, en plus de la hauteur de la zone de ciel, la distance angulaire au Soleil.

Pour connaître la contribution de l'ensemble de la voûte du ciel au rayonnement incident sur un plan horizontal il est nécessaire de faire une intégration de ces lois :

$$R_d = 2 \pi \int (R_a \sin l \cos l) dl$$

2.2.3. Le rayonnement global R_g

L'ensemble du rayonnement solaire direct R_b et du rayonnement diffus du ciel et des nuages R_d , reçu sur un plan horizontal, constitue le rayonnement solaire global R_g . La mesure de l'éclairement énergétique dû à ce rayonnement global s'effectue classiquement en climatologie à l'aide d'un **pyranomètre** ; le même pyranomètre équipé d'une bande pare-soleil permet la mesure du seul rayonnement diffus (par différence entre R_g et R_d on peut calculer le rayonnement solaire direct reçu sur un plan horizontal).

Sur l'ensemble de la surface de la Terre (figure 2.5), la moyenne journalière du rayonnement solaire extraterrestre (calculée sur l'année) est de 11 mégajoules·m⁻² ; sur cette quantité :

- 0,9 MJ·m⁻² est diffusée par les molécules et les aérosols vers l'espace,
- 0,7 est absorbé par les composants gazeux de l'atmosphère,
- 2,9 est diffusé par les nuages vers l'espace,
- 1,2 est absorbé par les nuages,
- 5,3 constitue le rayonnement solaire global qui est composé de $R_b = 3,3$ et $R_d = 2,0$.

Lorsque le rayonnement solaire global n'est pas disponible en un lieu, il est possible de l'estimer à partir de la durée d'insolation, mesurée par un héliographe. De

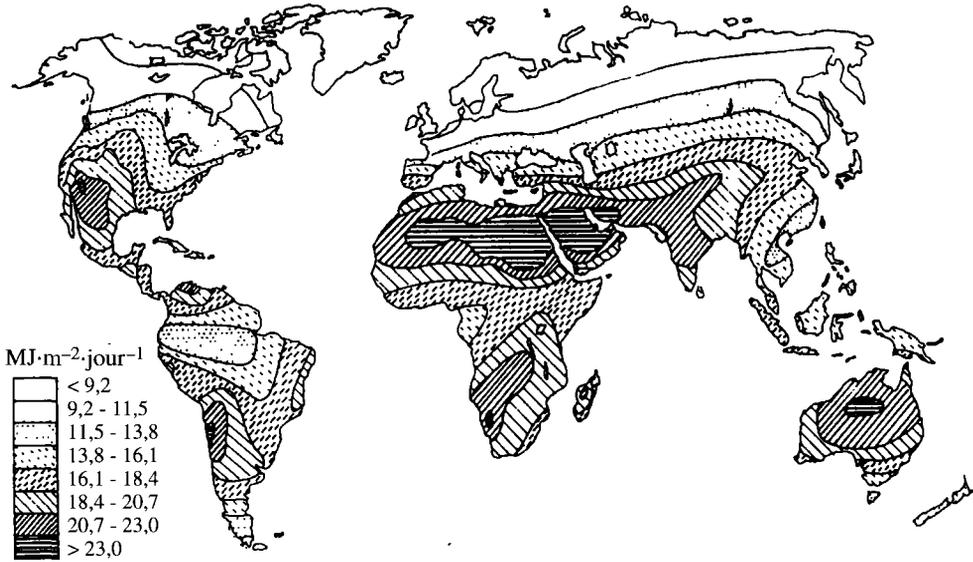


Figure 2.5. Moyenne annuelle des rayonnements solaires journaliers reçus à la surface de la Terre.

Source : Jones H G. (1992), *Plants and Microclimate. A quantitative approach to environmental plant physiology*, Cambridge University Press, p 27.

très nombreuses relations ont été établies suite aux travaux de Angström (1924) ; par exemple Durand (1974) propose pour des latitudes moyennes :

$$\frac{R_s}{R_{so}} = 0,24 + 0,45 \left(\frac{s}{so} \right)$$

avec R_s : rayonnement solaire global journalier,

R_{so} : rayonnement solaire global extraterrestre sur un plan horizontal (calculé, cf. 2.1.1.),

s : heures d'insolation mesurées par un héliographe,

so : durée du jour en heures (calculée en 1.3 et figure 2.2).

Le rayonnement solaire diffus journalier peut aussi être estimé à partir de formules du type :

$$\frac{R_d}{R_s} = a - b \left(\frac{R_s}{R_{so}} \right)$$

par exemple, Varlet-Grancher (1975) propose des coefficients a et b voisins de 1 lorsque $R_d / R_s < 0,75$.

La variation journalière des rayonnements solaires diffus et global peut être simulée selon Perrin de Brichambaut (1976) par des lois du type :

$$R_d = K (\sin B)^{0,4}$$

$$R_s = K' (\sin B)^{1,22}$$

où B est la hauteur angulaire du Soleil au-dessus de l'horizon (et K et K' des constantes).

3. PÉNÉTRATION DES RAYONNEMENTS SOLAIRES DANS UN COUVERT VÉGÉTAL

3.1. Modifications qualitatives des rayonnements

Les modifications de composition spectrale des rayonnements solaires dans les couverts végétaux vont dépendre des propriétés optiques des obstacles rencontrés : essentiellement les feuilles et le sol.

3.1.1. Propriétés optiques des feuilles

La figure 2.6 représente, par exemple, les spectres de réflectance et de transmittance de feuilles. Il apparaît une très forte absorption dans le domaine du visible, elle est due à l'ensemble des pigments foliaires, les plus importants étant les chlorophylles a et b qui ont deux bandes d'absorption dans le bleu (450 nm) et le rouge (650 nm) : la couleur verte des feuilles provient de la moindre absorption (et donc aux plus fortes réflexion et transmission dans cette bande spectrale). Les propriétés optiques des autres pigments (carotènes, xanthophylles,...) sont mises en évidence seulement lorsque les teneurs en chlorophylle des feuilles diminuent après un stress ou lors de la sénescence des feuilles (colorations automnales du feuillage).

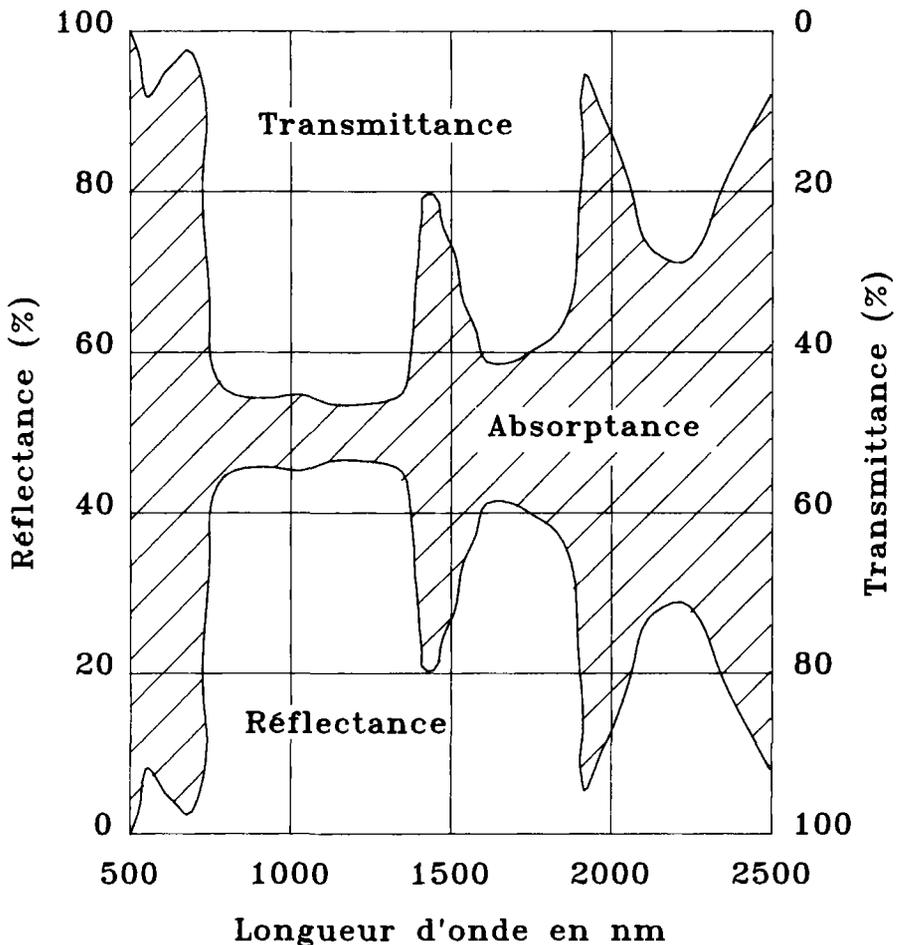


Figure 2.6. Spectres de réflectance et de transmittance de feuilles ; la zone hachurée correspond à l'absorption foliaire.

Dans le très proche infrarouge (700-1 300 nm) les pigments foliaires et la cellulose n'absorbent pratiquement pas, aussi les feuilles sont-elles très transparentes (absorption de l'ordre de 10 %). Plus loin dans le spectre infrarouge apparaissent des bandes larges d'absorption de l'eau.

3.1.2. Propriétés optiques du sol

La réflectance du sol croît régulièrement du visible à l'infrarouge moyen puis apparaissent là aussi les bandes d'absorption de l'eau (figure 2.7). La teneur en eau du sol affecte sa réflectance : un sol humide a un albédo (énergie solaire réfléchi / énergie solaire globale incidente) plus faible qu'un sol sec. La figure 2.7 montre aussi que le rapport des réflectances (visible) / (moyen infrarouge) va décroître très rapidement lorsque l'on passe d'un sol nu à un sol couvert de végétation : c'est le principe des différents "indices de végétation" utilisés en télédétection pour évaluer l'importance de la couverture du sol.

Compte tenu des propriétés optiques très différentes des feuilles et du sol dans les bandes spectrales (visible) et (infrarouge), les compositions spectrales des rayonnements dans la végétation vont être très variables entre ces deux domaines. Par exemple, les rayonnements dans une zone à l'ombre dans la culture, qui ont donc subi une interception par au moins une feuille, seront très appauvris dans la gamme visible et relativement enrichis dans l'infrarouge : nous verrons par la suite que ce type de modification peut avoir une grande importance photomorphogénétique.

Réflectance spectrale

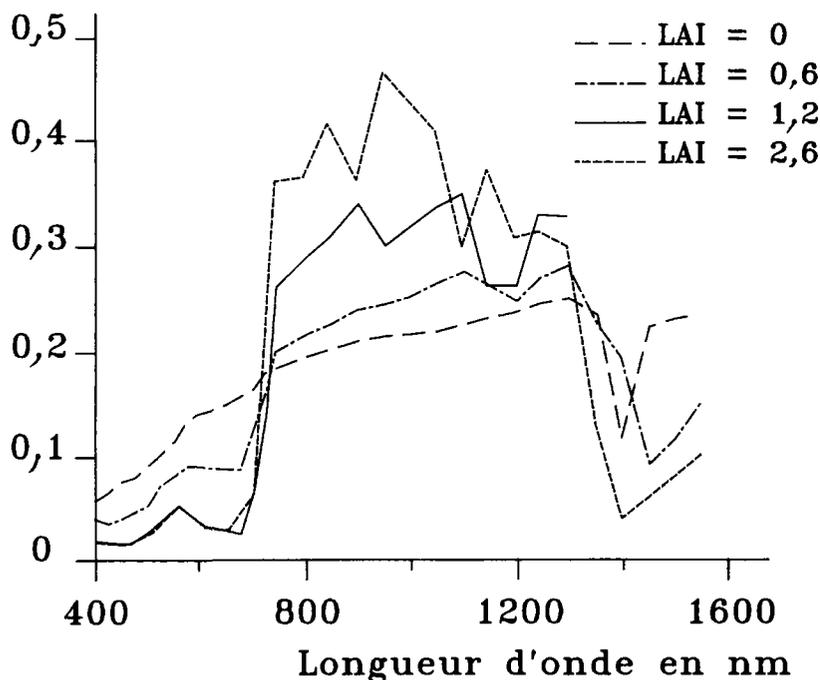


Figure 2.7. Spectre de réflectance d'un sol nu (LAI = 0) et d'un couvert de maïs d'indice foliaire (LAI) croissant. La hauteur du Soleil est d'environ 50° et le rapport R_d/R_s d'environ 0,3.

Source : d'après Varlet-Grancher C. (1974), "Assimilation nette, utilisation de l'eau et microclimatologie d'un champ de maïs. V. Quantité et qualité de la lumière réfléchi", *Ann. agron.*, 25 (6) 797-810.

3.2. Modifications quantitatives des rayonnements

Les transferts radiatifs des rayonnements solaires dans un couvert végétal vont dépendre de facteurs déjà étudiés (caractéristiques des rayonnements incidents, propriétés optiques des feuilles et du sol,...) mais surtout de la quantité et de la disposition des éléments du couvert végétal dans l'espace ; en effet ce sont ces éléments qui provoquent l'interception des rayonnements et donc leur atténuation et leur modification de composition spectrale.

Pour des couverts homogènes sur le plan horizontal, il est possible de caractériser leur quantité de feuillage par la variable **indice foliaire** (souvent noté LAI, *Leaf Area Index*) qui est la surface de feuilles (une seule face) contenue dans un cylindre vertical dont la section est l'unité de surface ; ce paramètre s'exprime, par exemple, en m² de feuilles par m² de sol et est donc sans dimension. L'indice foliaire d'une culture varie selon les types de culture et aussi au cours de leur développement ; il est souvent maximal près de la floraison et peut alors atteindre des valeurs importantes (4 à 8).

Une autre caractéristique qui va influencer l'interception des rayonnements est l'inclinaison et l'azimut des feuilles. On suppose souvent que l'azimut du feuillage est aléatoire et qu'il est donc possible de caractériser la disposition spatiale des feuilles par leur inclinaison ; à côté d'une description simple par une valeur moyenne d'**inclinaison des feuilles** (i), il est possible d'utiliser des distributions de fréquence d'inclinaison : couverts planophiles (feuilles plutôt horizontales), érectophiles (feuilles dressées), sphériques (distribution d'inclinaison des feuilles analogue à celle des surfaces d'une sphère), etc.

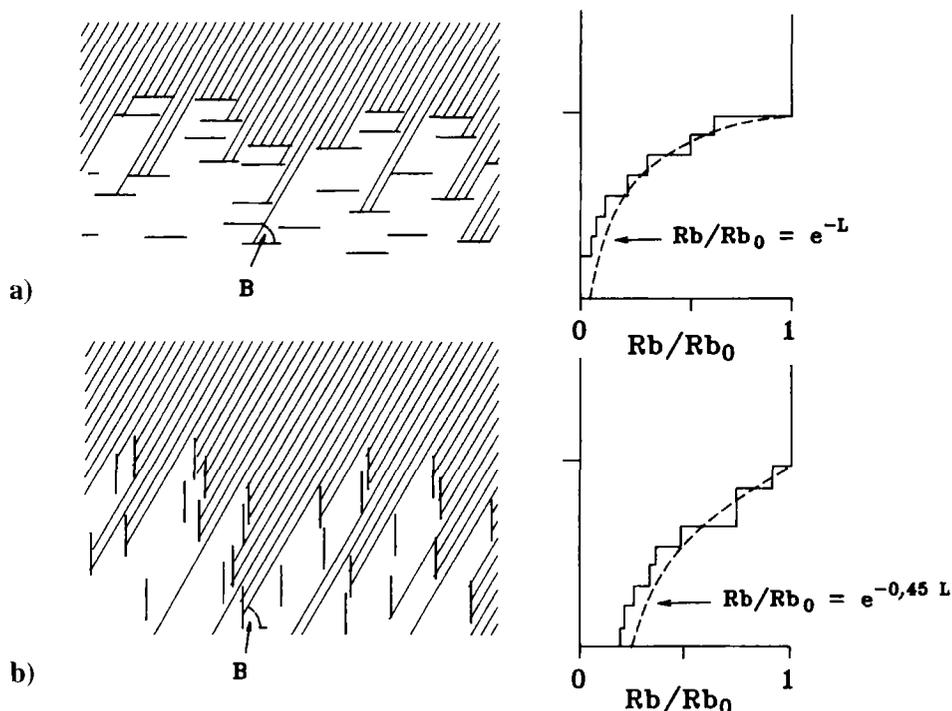


Figure 2.8. Pénétration du rayonnement solaire direct (Soleil à la hauteur B de 66° au-dessus de l'horizon) dans un couvert végétal homogène composé : a) de feuilles horizontales ($i = 0$), b) de feuilles verticales.

Source : d'après Jones H. G. (1992), *op. cit.*, p. 34

Imaginons un couvert végétal très simple constitué d'un ensemble de feuilles horizontales ($i = 0$), réparties de façon homogène sur un plan horizontal (figure 2.8 a). Dans une couche mince, d'épaisseur dL d'indice foliaire, l'interception du rayonnement solaire direct R_b va être $R_b dL$; si les feuilles sont opaques ce rayonnement va donc subir une variation de $-R_b dL$. Si l'on intègre sur l'ensemble du couvert végétal d'indice foliaire total L , on en déduit facilement que l'éclairement solaire direct R_b à un niveau L est :

$$R_b = R_{b_0} e^{-L}$$

où R_{b_0} est le rayonnement solaire direct au-dessus de la culture ; c'est une loi analogue à une loi de Beer (avec un coefficient d'extinction de 1 et un "trajet optique" de L). A noter que R/R_{b_0} est la fraction de surface de sol ensoleillée sous une végétation d'indice foliaire L , et que donc

$$1 - \frac{R_b}{R_{b_0}} = 1 - e^{-L}$$

est l'indice foliaire ensoleillé pour l'ensemble de la culture (il tend vers 1 pour les forts indices foliaires).

Une démarche analogue dans le cas de feuilles non horizontales amène aussi à une loi de Beer mais avec un **coefficient d'extinction** (k) égal à la projection relative des ombres des feuilles sur un plan horizontal :

$$R_b = R_{b_0} e^{-kL}$$

Dans le cas de feuilles verticales (figure 2.8 b), on démontre facilement que le rapport entre surface de l'ombre projetée (par le Soleil de hauteur B) et surface réelle de la feuille est $\cos B / \sin B$ ($k = 0,45$ si $B = 66^\circ$). Ce coefficient d'extinction varie donc avec la hauteur du Soleil : il est inférieur à 1 lorsque le Soleil est élevé (et l'on a plus de rayonnement transmis au sol sous la culture), et peut devenir supérieur à 1 pour des hauteurs de Soleil inférieures à 45° . A noter que l'indice foliaire ensoleillé de l'ensemble de la culture est :

$$\frac{1 - e^{-kL}}{k}$$

qui tend vers un maximum de $1/k$ lorsque l'indice foliaire augmente. Pour des plantes à feuilles verticales (et pour des hauteurs de Soleil fortes), l'indice foliaire ensoleillé d'une culture est donc plus élevé que dans le cas de feuilles horizontales ; les feuilles verticales vont donc recevoir des éclaircissements moyens plus faibles, ce qui a une grande importance pour la photosynthèse de l'ensemble de la culture.

Pour des couverts végétaux réels, la modélisation des échanges radiatifs est beaucoup plus complexe que dans les exemples pédagogiques envisagés ci-dessus :

- à la pénétration du rayonnement solaire direct vient se superposer celle du rayonnement solaire diffus, arrivant de tous les points de la voûte du ciel ; compte tenu du caractère non directionnel de cette composante, sa pénétration dans le couvert végétal est généralement très forte ;

- les feuilles ne sont pas des organes opaques, et à chaque interception du rayonnement solaire direct ou diffus se produit une rediffusion non directionnelle qui peut avoir une distribution angulaire complexe (réflexion spéculaire + réflexion diffuse + transmission diffuse) ;

– les lois d'atténuation et de rediffusion des rayonnements solaires ne sont valables que de façon monochromatique, et l'importance des différences composantes va donc dépendre des propriétés optiques des feuilles et du sol. En particulier, dans une culture, les rayonnements visibles vont être très fortement absorbés comparativement à ceux de la bande infrarouge ; les rayonnements rediffusés vont eux aussi être relativement enrichis en infrarouge. En descendant dans le couvert végétal le rapport (visible)/(infrarouge) et donc (visible)/(rayonnement global) va donc décroître très rapidement (figure 2.9) ;

– les couverts végétaux ne sont que très rarement homogènes sur le plan horizontal ce qui impose de décrire les échanges radiatifs dans des structures bi- ou tri-dimensionnelles (cultures en rangs ou arbres isolés par exemple).

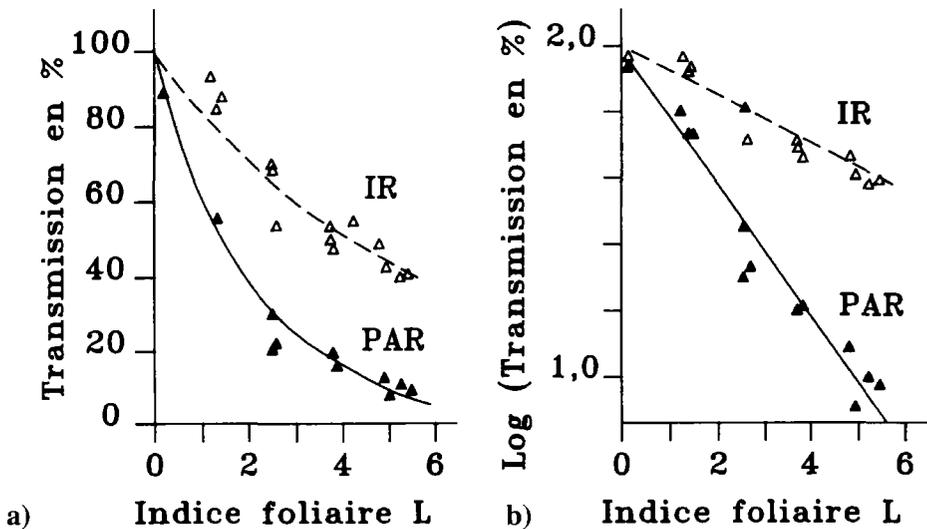


Figure 2.9. Moyennes journalières de transmission des rayonnements visible (PAR) et infrarouge (IR) dans une culture de blé début juin . a) en valeur relative, pour chaque domaine spectral, par rapport aux rayonnements incidents au sommet de la culture ; b) avec une transformation logarithmique.

Source : d'après Jones H.G. (1992), *op. cit.*, p. 39.

En fonction des hypothèses simplificatrices choisies, la modélisation des échanges radiatifs peut être plus ou moins complexe ; les méthodes de résolution des transferts radiatifs vont donc aller de solutions analytiques assez simples (type Bonhomme et Varlet-Grancher, 1977 : la culture est supposée être un milieu diffusant homogène) à des modèles numériques généralisables à des couverts hétérogènes mono- ou plurispécifiques (par exemple Sinoquet, 1989 ; Sinoquet et Bonhomme, 1991).

A noter que la part d'énergie solaire captée par un couvert végétal à l'échelle de la journée (E_c) peut être assez facilement estimée à partir de son indice foliaire L par une loi simple du type (Varlet-Grancher et al., 1989) :

$$E_c = E_{c_{\max}} (1 - e^{-KL})$$

La figure 2.10 montre l'allure des mesures effectuées, dans la gamme des rayonnements visibles, sur des couverts végétaux très différents ; le coefficient K va être plus faible pour des ports foliaires dressés (qui vont atteindre la captation maximale, voisine de 0,95, pour des indices foliaires plus élevés).

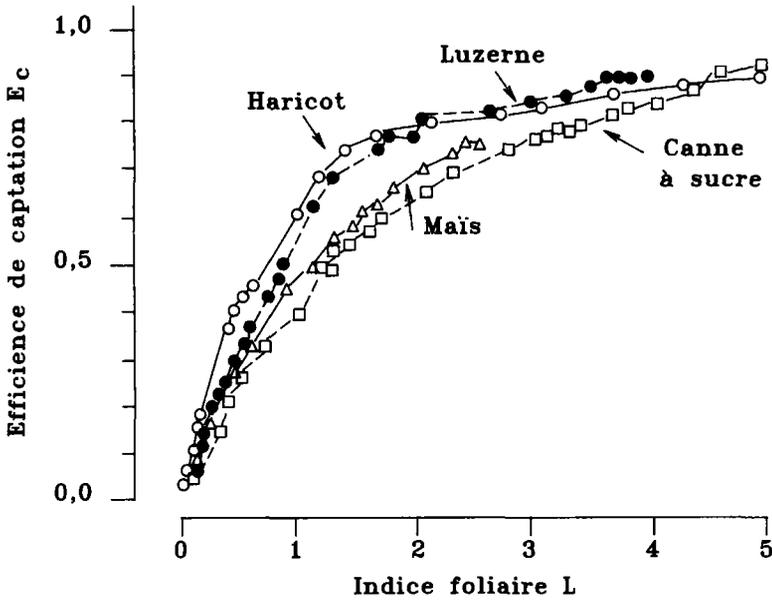


Figure 2.10. Variations de l'efficacité de captation du PAR en fonction de l'indice foliaire pour différentes cultures.

Source : d'après Varlet-Grancher C. (1982), *Analyse du rendement de la conversion de l'énergie solaire par un couvert végétal*, thèse doct. sc nat, Paris-Sud-Orsay, 144 p

4. LES RAYONNEMENTS SOLAIRES ET LE FONCTIONNEMENT DU COUVERT VÉGÉTAL

4.1. Les rayonnements utiles à la photosynthèse (PAR)

Seule une partie des rayonnements solaires peut être absorbée par les feuilles et, de plus, la photosynthèse (réactions photochimiques) est mieux corrélée au nombre de photons qu'à l'énergie contenue dans un rayonnement. McCree (1972) a démontré que la meilleure unité pour caractériser le rayonnement pour des études de photosynthèse est donc la densité de flux de photons dans la bande spectrale 400-700 nm (les rayonnements contenus dans cette bande spectrale sont appelés "Photosynthetically Active Radiation", PAR). Cette densité de flux de photons ("Photosynthetic Photon Flux Density", PPF) est le nombre de photons incidents par unité de surface durant 1 s ; elle est exprimée en $\text{mole} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (1 mole est $6,023 \cdot 10^{23}$, nombre d'Avogadro). L'énergie d'un photon, E , varie avec sa longueur d'onde L :

$$E = \frac{hc}{L}$$

avec : $h = 6,63 \cdot 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$ (constante de Plank),
 $c = 3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (vitesse de la lumière).

aussi une radiation de 1 J transporte-t-elle $(8,36L)$ moles de photons, nombre qui croît donc avec sa longueur d'onde L (en m).

Bien que le rayonnement diffus d'un ciel clair soit plus riche en PAR que le rayonnement solaire direct, sa contribution au rayonnement global est faible ; aussi dans

le rayonnement solaire global, le rapport entre l'éclairement quantique utile à la photosynthèse et l'éclairement énergétique varie-t-il peu (Varlet-Grancher et al., 1981), et l'on a à peu près la correspondance :

$$1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2} \text{ de rayonnement solaire global} \cong 2 \text{ micromole}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1} \text{ de PAR}$$

En énergie, l'éclairement énergétique utile à la photosynthèse (rayonnements compris entre 400 et 700 nm) représente environ 48 % de l'éclairement énergétique fourni par le rayonnement solaire global (Varlet-Grancher et al., 1982).

4.2. Les rayonnements solaires et la photosynthèse de la culture

4.2.1. La photosynthèse de la culture comme sommation des photosynthèses foliaires

Nous avons vu (dans le paragraphe 3) comment les rayonnements solaires pénètrent dans un couvert végétal et les modifications qu'ils subissent en quantité et en qualité. Une feuille soumise à un éclairement donné (éclairement quantique utile à la photosynthèse), va assimiler une certaine quantité de gaz carbonique de l'air (CO_2) et, suite à divers processus photochimiques et réactions obscures, produire des glucides, composés de base de la croissance de la plante. L'ensemble des feuilles d'une culture (ainsi qu'éventuellement les autres organes photosynthétiques : gaines, tiges, gousses,...) va donc contribuer à la photosynthèse totale de la culture en fonction de l'éclairement reçu (rôle de la disposition spatiale dans le couvert) et de la réponse photosynthétique à la lumière (photosynthèse de type C_3 ou C_4 , influence de la conductance stomatique, de la température, de l'âge de l'organe, etc.).

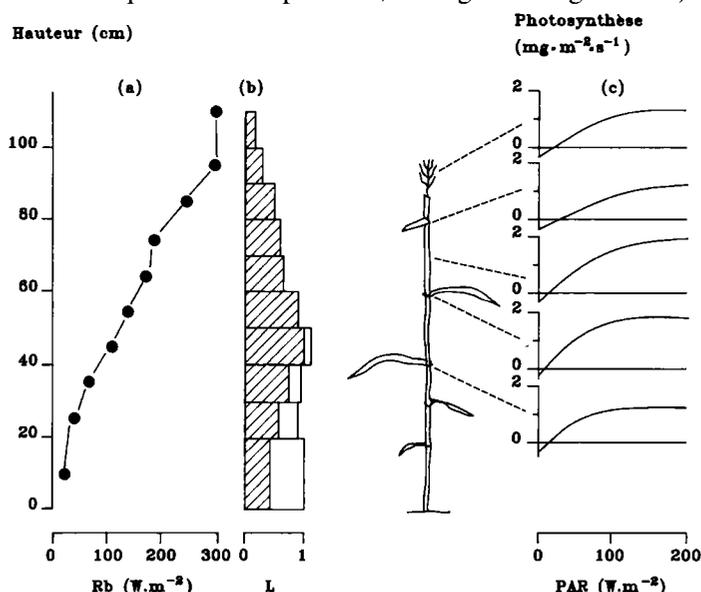


Figure 2.11. Schématisation du calcul de la photosynthèse instantanée d'une culture à partir . a) des rayonnements aux différents niveaux , b) de l'indice foliaire correspondant L , les feuilles vertes sont hachurées , c) des courbes de réponse photosynthétique des feuilles à l'éclairement utile à la photosynthèse.

Source : d'après Jones H.G. (1992), *op cit.*, p 39

Pour obtenir la photosynthèse diurne de la culture il faut prendre en compte les évolutions journalières des éclairements des différentes feuilles et les variations des réponses photosynthétiques à l'éclairement (figure 2.11). Le passage de la photo-

synthèse diurne au bilan journalier de CO₂ nécessite des hypothèses supplémentaires sur les pertes respiratoires. Le schéma le plus classique est celui de McCree (1972) qui sépare une respiration de croissance (proportionnelle à la photosynthèse antérieure) et une respiration d'entretien qui croît avec la biomasse accumulée au cours de la croissance (ce dernier terme est très sensible à la température). Enfin le passage des bilans de gaz carbonique à la production de biomasse est fonction de la nature des produits élaborés (Penning de Vries et al., 1974).

Cette approche analytique de la photosynthèse de la culture, suite en particulier aux travaux de de Wit (1965), nécessite un très grand nombre d'hypothèses et met en jeu de très nombreux paramètres (voir chapitres 6, 7 et 8 de cet ouvrage). La prise en compte des variations diurnes, puis sur des pas de temps plus longs, de l'ensemble de ces paramètres est difficile. Aussi, depuis Monteith (1972), s'est développée une approche plus empirique de la productivité d'une culture, considérée comme capteur et transformateur d'énergie solaire.

4.2.2. La production de biomasse de la culture fonction de l'énergie solaire captée

La production de biomasse par une culture peut être caractérisée par un rendement énergétique E : si R_s est le rayonnement global incident durant une période dt , et si dMS est l'accroissement de biomasse produite durant cette période, on a :

$$E = \frac{C \cdot dMS}{R_s}$$

où C est l'énergie calorifique de la biomasse (sa valeur est généralement peu variable pour l'ensemble d'une plante et égale à 17 MJ·kg⁻¹). Il est possible de décomposer cet équivalent calorifique de la production de biomasse en :

$$\begin{aligned} C \cdot dMS &= \left(\frac{C \cdot dMS}{PAR_c} \right) \left(\frac{PAR_c}{PAR} \right) \left(\frac{PAR}{R_s} \right) R_s \\ &= E_b \times E_c \times E_r \times R_s \end{aligned}$$

avec E_r : part du rayonnement solaire global utile à la photosynthèse (peu variable et voisin de 0,48, voir 4.1)

E_c : **efficacité de la captation** de PAR par la culture (PAR : PAR incident ; PAR_c : PAR capté) ; elle va varier fortement avec l'indice foliaire et un peu avec la géométrie de la culture (voir 3.2 et figure 2.10)

E_b : **efficacité (biologique) de la transformation** en biomasse du PAR capté par la culture ; elle dépend de la photosynthèse et de la respiration de la culture.

L'originalité de l'approche de Monteith, développée en France en particulier par Varlet-Grancher (1982), est de considérer que, sur des intervalles de temps assez longs, E_b reste stable, et que donc la production de biomasse d'une culture est une fonction linéaire du PAR capté :

$$\begin{aligned} MS &= (1/C) E_b \int (E_c E_r R_s) dt \\ MS &= K \int (PAR_c) dt \end{aligned}$$

Cette hypothèse est assez bien vérifiée par des résultats expérimentaux, obtenus en conditions optimales d'alimentations hydrique et minérale. Le coefficient K est sans dimension, il représente l'efficacité de transformation du PAR capté en éner-

gie contenue dans la biomasse ; pour une culture de maïs en pleine croissance cette efficacité peut dépasser 5 % (tableau 2.2 : résultats d'efficacité). Plus couramment l'équivalent calorifique de la biomasse (qui varie assez peu) est omis dans l'équation et la pente de la relation entre MS et le PAR_c cumulé est alors directement E_b (souvent improprement nommée "Radiation Use Efficiency" alors qu'elle est exprimée en g·MJ⁻¹). La figure 2.12 montre qu'une des causes importantes de variation de E_b est le type métabolique de la plante : les plantes en C₄ ont des valeurs de E_b supérieures à celles en C₃. Une discussion plus complète des causes de variations de E_b et de son intérêt pour l'analyse de croissance peut être trouvée dans Russell (1993), et dans le chapitre 6 de cet ouvrage.

Tableau 2.2. Efficacités E_r (PAR/R_s), E_c (captation), E_b (transformation), et totale E (énergie dans la biomasse / énergie solaire incidente) de différentes cultures.

Espèce	Efficacités partielles			Efficacité totale E
	E _r	E _c	E _b	
Canne à sucre	0,48	0,70	0,057	0,019
Maïs	0,48	0,41	0,057	0,011
<i>Vigna sinensis</i>	0,48	0,63	0,032	0,010
Luzerne	0,48	0,59	0,033	0,009

Source : Varlet-Grancher C (1982), *op. cit.*

MS_a (g·m⁻²)

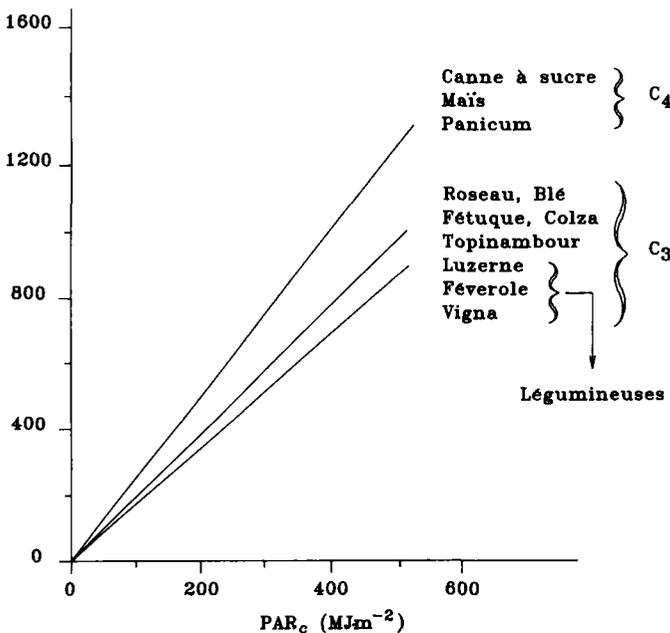


Figure 2.12. Production de matière sèche aérienne MS_a de différentes cultures en fonction du cumul du rayonnement utile à la photosynthèse capté (PAR_c) : la pente est E_b/C

Source : Gosse et al , (1986), "Production maximale de matière sèche et rayonnement solaire intercepté par un couvert végétal", *Agronomie*, 6 47-56.

4.3. Les rayonnements solaires et la morphogénèse des plantes

Si les rayonnements solaires fournissent, par la photosynthèse, la biomasse nécessaire pour la croissance, ils interviennent également sur d'autres phénomènes de régulation du développement de la plante dont les plus importants sont :

- le photopériodisme, qui peut provoquer un passage à l'état reproducteur en fonction du rythme diurne jour/nuit,
- la photomorphogénèse qui est une modification de la structure de la plante en réponse à des stimuli lumineux non directionnels et non périodiques.

La perception des signaux lumineux responsables de ces phénomènes, sensibles à de très faibles niveaux d'éclairement, met en œuvre, au moins, un photorécepteur particulier : le phytochrome.

4.3.1. Le phytochrome et les rayonnements morphogénétiquement actifs

Le phytochrome est une chromoprotéine qui existe dans les végétaux supérieurs sous deux formes photo-réversibles. L'une, Pr, absorbe principalement dans le rouge clair (autour de 660 nm) pour se transformer (photoconversion) en une forme Pfr (forme active) qui absorbe surtout dans le rouge sombre (autour de 730 nm). Lorsqu'une plante est éclairée, le phytochrome tend vers un photo-équilibre entre ces deux formes. A noter que ces longueurs d'onde correspondent à des zones du spectre pour lesquelles les éclairagements varient beaucoup, en particulier en cas d'interception par une feuille (voir 3.1).

Les réactions des plantes vont donc dépendre de l'équilibre entre les formes Pr et Pfr ; cet équilibre peut être caractérisé de plusieurs façons :

- soit par l'**équilibre phytochromique**, $\Phi = \text{Pfr} / (\text{Pfr} + \text{Pr})$, calculé à partir de la composition spectrale des rayonnements incidents et des caractéristiques photochimiques relatives de chacune des photoconversions (Pr \rightarrow Pfr et Pfr \rightarrow Pr) : voir par exemple l'article de Varlet-Grancher et al. (1993),
- soit par le simple rapport des densités de flux de photons dans le rouge (655-665 nm) et l'infrarouge (725-735 nm), nommé **rapport zéta** ; il existe une certaine relation entre zéta et Phi (figure 2.13), établie sur plante étiolée, elle est souvent généralisée.

4.3.3. La photomorphogénèse

Il s'agit des modifications de structure des plantes créées par les variations de composition spectrale, en particulier par le déséquilibre rouge/infrarouge. Le tableau 2.3 donne des indications semi-quantitatives sur les modifications de tailles de différents organes végétaux soumis à un enrichissement en proche infrarouge. Cet enrichissement correspond à une situation de zone ombragée dans une culture : il en résulte globalement un accroissement de l'élongation des feuilles, tiges, pétioles, et une réduction du nombre de talles et de ramifications.

Tableau 2.3. Modifications (positives, négatives ou nulles) de divers organes végétaux créées chez différentes espèces par un enrichissement relatif des rayonnements incidents en proche infrarouge.

	Monocotylédones	Dicotylédones	
		Plantes de soleil	Plantes d'ombre
Croissance foliaire	+++	+++	0
Chlorophylle foliaire	---	---	0-
Croissance tige et pétiole	+++	+++	0-
Ramification / tallage	---	---	?

Source Varlet-Grancher et al (1993), *op. cit.*

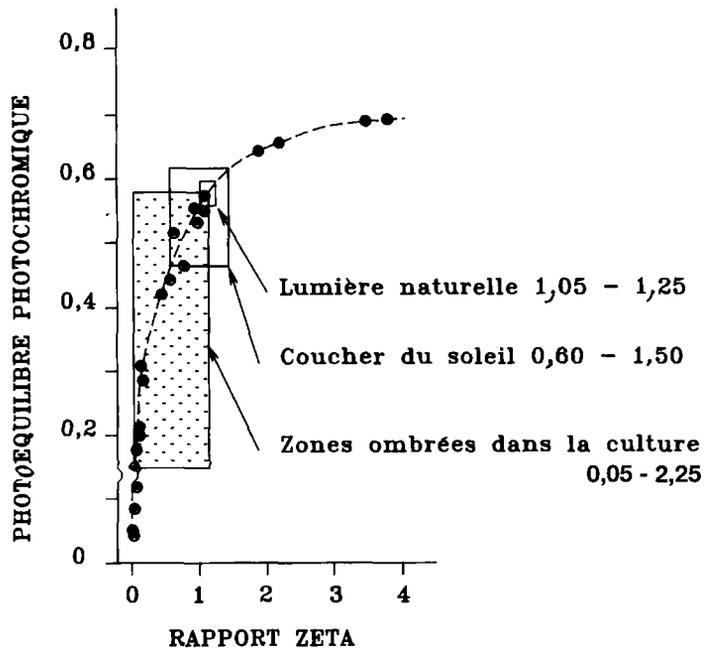


Figure 2.13. Relations entre le photoéquilibre phytochromique Φ_i et le rapport zéta (photons rouges / photons infrarouges) dans différentes conditions d'éclairage naturel ou artificiel. Les rectangles ombrés montrent les gammes de variations de zéta pour différentes conditions.

Source . d'après Varlet-Grancher et al (1993), "Spectral modification of light within plant canopies . how to quantify its effect on the architecture of the plant stand", in *Crop structure and light microclimate ; characterization and applications*, Varlet-Grancher C , Bonhomme R et Sinoquet H (eds), INRA, Paris, 427-451

4.3.3. Le photopériodisme

Le changement saisonnier de durée du jour (voir 1.3) est utilisé par beaucoup de plantes comme un signal pour passer d'un stade végétatif à un stade reproducteur ; les niveaux d'énergie nécessaires sont très faibles, aussi les durées de l'aube et du crépuscule doivent-elles être prises en compte dans la "durée du jour efficace".

Selon les espèces, mais aussi selon les génotypes d'une même espèce, il est possible de classer les plantes en plantes non-photopériodiques ou en plantes différant par leur sensibilité photopériodique :

- plantes de jours courts (dont la vitesse de floraison est ralentie par les jours longs et qui donc fleuriront plus vite en jours courts) : maïs, riz, soja, café, coton, canne à sucre,...
- plantes de jours longs (dont la floraison sera plus rapide en jours longs) : blé, avoine, orge, betterave,...

4.4. Utilisation de sources artificielles de lumière pour la croissance des plantes

Si la composition spectrale des rayonnements solaires est relativement stable, il n'en est pas de même pour les différentes sources de lumière utilisées pour la cul-

ture des plantes en conditions contrôlées (chambres de croissance, phytotrons, serres avec apport lumineux de complément). Ces différences de composition spectrale sont très importantes à prendre en compte pour juger :

- du rendement énergétique d’une source lumineuse (par rapport à la puissance consommée),
- de l’efficacité photosynthétique de l’éclairement émis (PAR/éclairage énergétique),
- des risques de modifications morphogénétiques dues à l’emploi de ces sources par rapport à des comportements en conditions naturelles (rapport zéta).

Le tableau 2.4 (Gaudillère et Chasles, 1986) donne les caractéristiques de quelques types de lampes classiquement utilisées pour la culture des végétaux.

Tableau 2.4. Tableau comparatif des caractéristiques d’émission de différentes lampes utilisées en culture artificielle. Le rendement électrique est le nombre de W de radiations visibles émises avec 100 W d’électricité

Type de lampe	% de photons visibles	Rapport zéta	Rendement électrique
Incandescence	6	0,7	6
Tube fluorescent	90	6,4	18
Fluorescence à décharge	50	3,7	16
Iodure métallique	42	2,0	18
Sodium haute pression	48	6,0	25
Éclairement solaire	48	1,1	

Source Gaudillère J.-P. et Chasles M. (1986), "Critères de choix de lampes pour la culture de plantes en conditions contrôlées", *Cahiers des techniques INRA*, 13 : 27-36

BIBLIOGRAPHIE

- Angström A.K. (1924), "Solar and terrestrial radiation", *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **50** : 121-125.
- Baille A. (1993), "Artificial light sources for crop production", in *Crop Structure and light microclimate ; characterization and applications*, C. Varlet-Grancher, R. Bonhomme et H. Sinoquet (eds), INRA, Paris, 107-119.
- Bonhomme R. et Varlet-Grancher C. (1977), "Application aux couverts végétaux des lois de rayonnement en milieu diffusant. I. Établissement des lois et vérifications expérimentales", *Ann. agron.*, **28** : 567-582.
- Durand R. (1974), "Estimation du rayonnement global à partir de la durée d’insolation", *Ann. agron.*, **25** (6) : 779-795.
- Gaudillère J.-P. et Chasles M. (1986), "Critères de choix de lampes pour la culture de plantes en conditions contrôlées", *Cahiers des techniques INRA*, **13** : 27-36.
- Gosse G., Varlet-Grancher C., Bonhomme R., Chartier M., Allirand J.-M. et Le-maire G. (1986), "Production maximale de matière sèche et rayonnement solaire intercepté par un couvert végétal", *Agronomie*, **6** : 47-56.
- Jones H.G. (1992), *Plants and microclimate. A quantitative approach to environmental plant physiology*, 2^e édition, Cambridge University Press, Cambridge, RU, 428 p.

- McCree K.J. (1972), "Test of current definitions of photosynthetically active radiation against leaf photosynthesis data", *Agric. Meteorol.*, **10** : 443-453.
- McCree K.J. (1974), "Equations for the rate of dark respiration of white clover and grain sorghum, as function of dry weight, photosynthetic rate, and temperature", *Crop Science*, **14** : 509-514.
- Monteith J.L. (1972), "Solar radiation and productivity of tropical ecosystems", *J. appl. Ecol.*, **9** : 747-766.
- Penning de Vries F.W.T., Brunsting A.H.M., Van Laar H.H. (1974), "Products, requirements and efficiency of biosynthesis : a quantitative approach", *J. Theor. Biol.*, **45** : 339-377.
- Perrin de Brichambaut C. (1976), "Météorologie et énergie : l'évaluation du gisement solaire", *La Météorologie*, **5** : 129-158.
- Russell G. (1993), "Absorbed radiation and crop growth", in *Crop Structure and light microclimate ; characterization and applications*, C. Varlet-Grancher, R. Bonhomme et H. Sinoquet (eds), INRA, Paris, 459-470.
- Sinoquet H. (1989), "Modélisation de l'interception des rayonnements solaires dans une culture en rangs. I. Aspects théoriques", *Agronomie*, **9** (2) : 125-135.
- Sinoquet H. et Bonhomme R. (1991), "A theoretical analysis of radiation interception in a two species plant canopy", *Math. Biosci.*, **105** (1) : 23-45.
- Varlet-Grancher C. (1974), "Assimilation nette, utilisation de l'eau et microclimatologie d'un champ de maïs. V. Quantité et qualité de la lumière réfléchie", *Ann. agron.*, **25** (6) : 797-810.
- Varlet-Grancher C. (1982), *Analyse du rendement de la conversion de l'énergie solaire par un couvert végétal*, thèse doct. sci. nat., université Paris-Sud Orsay, 144 p.
- Varlet-Grancher C., Bonhomme R., Chartier M. et Artis P. (1982), "Efficience de la conversion de l'énergie solaire par un couvert végétal", *Acta œcol. Œcol. Plant.*, **17** (1) : 3-26.
- Varlet-Grancher C., Bonhomme R. et Sinoquet H. (eds) (1993), *Crop structure and light microclimate ; characterization and applications*, INRA, Paris, 518 p.
- Varlet-Grancher C., Chartier M., Gosse G. et Bonhomme R. (1981), "Rayonnement utile pour la photosynthèse des végétaux en conditions naturelles : caractérisation et variations", *Acta œcol. Œcol. Plant.*, **16** (2) : 189-202.
- Varlet-Grancher C., Gosse G., Chartier M., Sinoquet H., Bonhomme R., et Allirand J.-M. (1989), "Mise au point : rayonnement solaire absorbé ou intercepté par un couvert végétal", *Agronomie*, **9** (5) : 419-439.
- Varlet-Grancher C., Moulia B., Sinoquet H. et Russel G. (1993), "Spectral modification of light within plant canopies : how to quantify its effect on the architecture of the plant stand", in *Crop Structure and light microclimate ; characterization and applications*, C. Varlet-Grancher, R. Bonhomme et H. Sinoquet (eds), INRA, Paris, 427-451.
- de Wit C.T. (1965), "Photosynthesis of leaf canopies", *Agric. Res. Rept.*, n° 663, Center for Agric. Publ. and Doc., Wageningen, 57 p.

Chapitre 3

ÉCHANGES D'ÉNERGIE, DE CHALEUR ET DE MASSE DANS UN COUVERT VÉGÉTAL

Raymond Bonhomme

Institut national de la recherche agronomique,
Unité de recherches en bioclimatologie, Thiverval-Grignon, France

Sommaire

1. Les échanges radiatifs

- 1.1. Quelques définitions
- 1.2. Les rayonnements de grande longueur d'onde ou "rayonnements thermiques"
- 1.3. Rayonnement net d'une surface
- 1.4. L'effet de serre

2. Les échanges de chaleur par conduction

- 2.1. La diffusion de la chaleur
- 2.2. Exemple de la propagation d'une onde thermique dans un sol

3. Les échanges par convection

- 3.1. Profil de vent au-dessus et dans une culture
- 3.2. Généralités sur les flux convectifs

4. Bilan énergétique d'une surface évaporante

- 4.1. Énergie nécessaire pour l'évaporation de l'eau
- 4.2. Évaporation d'une surface d'eau libre
- 4.3. Transpiration d'une feuille et évapotranspiration d'une culture
- 4.4. Bilan d'énergie et température de la culture

Bibliographie

ÉCHANGES D'ÉNERGIE, DE CHALEUR ET DE MASSE DANS UN COUVERT VÉGÉTAL

La température d'équilibre des différents organes d'une culture résulte des échanges énergétiques entre la végétation et le sol et l'atmosphère qui l'environnent ; cette température a une grande influence sur les mécanismes physiologiques tels que la morphogenèse, la photosynthèse, la respiration, la transpiration, etc. Ces derniers mécanismes impliquent pour leur part des échanges de masse (CO_2 et vapeur d'eau) entre la plante et son milieu.

Ces différents types d'échanges peuvent être classés en trois catégories :

- les **échanges radiatifs** qui ne nécessitent pas de support matériel et peuvent donc s'effectuer dans le vide (entre le Soleil et la Terre par exemple),
- les **échanges par conduction** qui ont lieu au sein d'un milieu sans mouvement de matière,
- les **échanges par convection** qui s'effectuent par un changement de lieu du support ; nous ne considérerons ici que les transferts dans l'air.

Un autre type d'échanges intervient dans le fonctionnement d'une culture : les échanges avec changement de composition chimique du support, dans le cas de la photosynthèse, par exemple.

1. LES ÉCHANGES RADIATIFS

1.1. Quelques définitions

Un corps qui transforme parfaitement l'énergie thermique en énergie rayonnante est appelé **corps noir** ; il va, à l'inverse, convertir en chaleur toute l'énergie rayonnante reçue quelle que soit sa longueur d'onde ; aucun matériau ne correspond complètement à cette définition sur l'ensemble du spectre (la neige par exemple absorbe très peu dans le visible alors qu'elle est un très bon corps noir dans l'infrarouge lointain).

L'absorptance, la réflectance et la transmittance d'un matériau sont les fractions du rayonnement incident qui sont respectivement absorbée, réfléchie ou transmise ; si ces grandeurs se rapportent à une longueur d'onde elles sont nommées monochromatiques.

L'**émittance** énergétique est la puissance rayonnée, dans tout l'hémisphère, par unité de surface d'une source étendue ; elle s'exprime donc en $W \cdot m^{-2}$. L'émittance totale M d'un corps noir, dans l'ensemble des longueurs d'onde, est donnée par la **formule de Stephan-Boltzmann** (tableau 3.1) :

$$M = \sigma T^4$$

elle est donc seulement fonction de la température de ce corps noir (en kelvins, K) ; la valeur de la constante de Stefan-Boltzmann σ est de $5,67 \cdot 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$.

Tableau 3.1. Émittance énergétique totale M d'un corps noir en fonction de sa température en °C (formule de Stefan-Boltzmann).

Température °C	M en $W \cdot m^{-2}$ pour un corps noir parfait	M en $W \cdot m^{-2}$ pour un corps noir d'émissivité 0,95
-40	167	159
-35	182	173
-30	198	188
-25	215	204
-20	233	221
-15	252	239
-10	272	258
-5	293	278
0	315	300
5	339	322
10	364	346
15	391	371
20	419	398
25	448	425
30	479	455
35	511	486

Tout corps à une température donnée T (supérieure à 0 K !) va donc émettre un flux énergétique. On définit l'**émissivité** de ce corps, ε , comme le rapport entre le flux émis par ce corps et celui qui serait émis par un corps noir à la même température :

$$M = \varepsilon \sigma T^4 = \sigma T_c^4$$

et T_c est la température radiative ; l'émissivité de ce corps est égale à son absorptance. Pour un corps noir l'émissivité et l'absorptance sont égales à 1, et donc la température radiative et la température du corps sont égales.

1.2. Les rayonnements de grande longueur d'onde ou "rayonnements thermiques"

Les rayonnements provenant au sol directement ou indirectement du soleil ont des longueurs d'onde comprises principalement entre 300 et 5 000 nm ; ils sont étudiés dans le chapitre 4.

Mais un autre type de rayonnement est également incident au sol : il s'agit du **rayonnement atmosphérique** M_{\downarrow} dû aux composants de l'atmosphère (vapeur d'eau, CO₂, ozone, aérosols, ...). Ce rayonnement est émis dans des gammes de grande longueur d'onde (de 5 000 à 100 000 nm), que l'on appelle parfois le "domaine thermique". La température de couleur de l'atmosphère est voisine de -20 °C

par ciel clair et air sec, et $M\downarrow$ vaut environ $230 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; pour un ciel couvert $M\downarrow$ est très élevé, de l'ordre de $360 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ce qui correspond à une température de la base des nuages d'un peu plus de $10 \text{ }^\circ\text{C}$. Cependant le spectre d'émission de l'atmosphère n'est pas continu car il est composé des bandes des différents composants, dont en particulier la vapeur d'eau et le gaz carbonique (figure 3.1).

La formule empirique de Brunt permet, par ciel clair, le calcul du rayonnement atmosphérique $M\downarrow$ en fonction de la tension de vapeur d'eau (e en millibar) et de la température T , mesurées dans un abri météorologique classique :

$$M\downarrow = (0,56 + 0,08 e^{0,5}) \sigma T^4.$$

Le sol se comporte comme un "corps gris" dont l'émissivité est voisine de 0,95 ; pour une température de $15 \text{ }^\circ\text{C}$ il émettra donc un **rayonnement terrestre** de :

$$M\uparrow = (0,95)(5,67 \cdot 10^{-8}) (15 + 273,13)^4 \approx 370 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}.$$

Une grande partie de ce rayonnement terrestre traversera l'atmosphère sans absorption compte tenu de la "fenêtre atmosphérique" dans la bande spectrale 8 000-13 000 nm (figure 3.1).

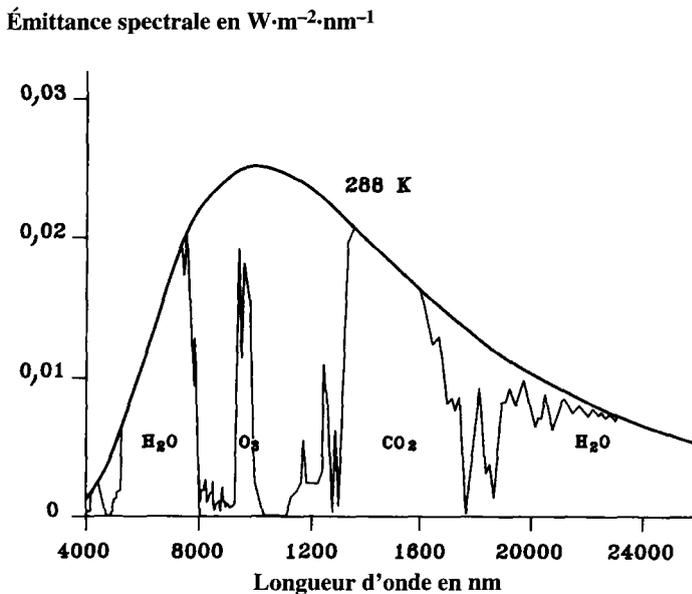


Figure 3.1. Émittance spectrale d'un corps noir à la température de 288 K ($15 \text{ }^\circ\text{C}$) et de l'atmosphère de la Terre.

Source : d'après Campbell G S. (1977), *An introduction to environmental biophysics*, Springer-Verlag, Heidelberg Science Library, New York, p. 57.

1.3. Rayonnement net d'une surface

Le rayonnement net d'une surface est le bilan de l'ensemble des rayonnements, de courte et de grande longueur d'onde, arrivant et quittant cette surface ; c'est l'énergie radiatrice disponible. Si l'on considère la surface horizontale du sol, ce rayonnement net E^* est :

$$E^* = (R_s - a R_s) + (M\downarrow - M\uparrow).$$

Le premier terme est le bilan net de courte longueur d'onde ; R_s est le rayonnement solaire global incident sur la surface et $a R_s$ le rayonnement solaire réfléchi par cette surface (a est l'albédo ; un ordre de grandeur de cet albédo est de 0,20 pour un sol et 0,25 pour une culture couvrante). Le deuxième terme est le bilan des rayonnements de grande longueur d'onde (descendant-ascendant).

De jour ce rayonnement net est toujours positif car le bilan des rayonnements de grande longueur d'onde varie de -140 à $-10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, selon que l'on a un ciel clair ou couvert, et il est donc facilement contrebalancé par l'apport net du rayonnement solaire $(1-a)R_s$. Par contre, de nuit, il n'y a pas de rayonnement solaire et le rayonnement net sera très négatif par ciel clair : c'est ce qui explique le **refroidissement radiatif nocturne** pouvant conduire à des gelées. Ce risque est plus élevé par ciel clair et avec un air sec.

1.4. L'effet de serre

L'effet de serre est dû à la modification du bilan radiatif d'une surface par un matériau transparent dans le visible (donc modifiant peu les rayonnements solaires) et opaque dans l'infrarouge lointain (et donc "piégeant" les rayonnements thermiques émis par la surface sous le matériau). La figure 3.2 montre, par comparaison entre une situation de plein air et une situation sous un matériau parfaitement absorbant les rayonnements de grande longueur d'onde, que le gain sur le bilan net de ces rayonnements peut être assez important ; c'est donc l'absorption du matériau dans l'infrarouge lointain qui sera déterminante pour l'importance de l'effet de serre. Une serre recouverte de verre (très absorbant dans l'infrarouge lointain) subira donc un échauffement beaucoup plus important qu'une autre recouverte de polyéthylène.

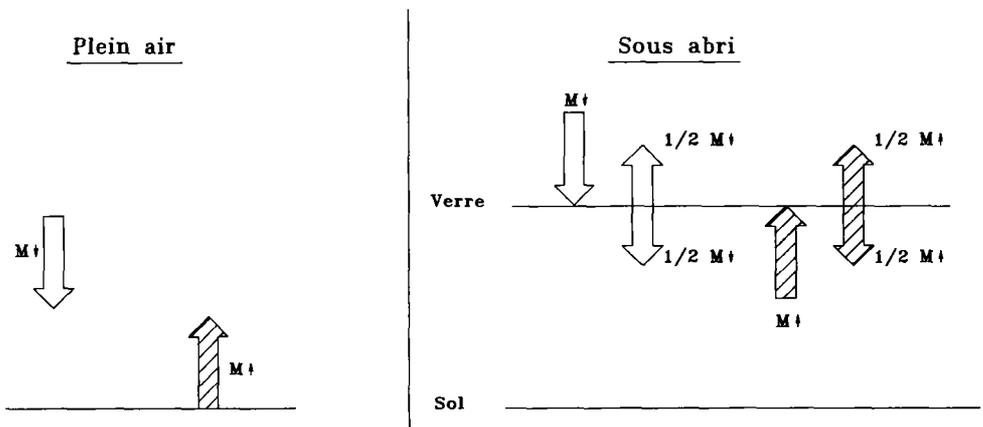


Figure 3.2. Schéma du mécanisme de l'effet de serre par comparaison d'une situation de plein air et d'une situation avec un matériau (tel le verre) transparent dans le visible, donc ne modifiant pas les échanges des rayonnements solaires, mais absorbant les rayonnements de grande longueur d'onde. En plein air le bilan des rayonnements thermiques est $M\downarrow - M\uparrow$, soit environ $-140 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ par ciel clair. Sous le verre il est de $0,5 M\downarrow - 0,5 M\uparrow$, soit seulement de $-70 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ dans les mêmes conditions. L'effet de serre produit donc un gain radiatif de $70 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

C'est également par effet de serre que les gaz présents dans l'atmosphère de la Terre permettent d'avoir à sa surface une température compatible avec la vie ; sans

atmosphère sa température serait de $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ alors qu'elle est de l'ordre de $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. La contribution à cet échauffement est de 60 à 70 % pour la vapeur d'eau (présente à 1 % environ), et celle du gaz carbonique (à la concentration de 0,035 %) est de 25 %. C'est d'ailleurs l'augmentation actuelle de ce gaz carbonique dans l'atmosphère, ainsi que celle d'autres gaz à très fort effet de serre (dont le méthane CH_4 , l'oxyde d'azote N_2O , et les chlorofluorocarbures CFC) qui alimente les discussions autour des changements climatiques globaux de notre planète.

2. LES ÉCHANGES DE CHALEUR PAR CONDUCTION

Ce sont des échanges d'énergie qui ont lieu au sein de solides, donc sans mouvement du matériau dans lequel ils se produisent. Dans le domaine agronomique naturel, l'exemple le plus classique concerne les échanges thermiques dans le sol.

2.1. La diffusion de la chaleur

La conduction de la chaleur dans un milieu est le transfert de chaleur d'une région à haute température vers une région à température plus basse, sans qu'il y ait transfert de masse dans ce milieu. Ce transfert de chaleur par conduction est décrit par la loi de Fourier ; la densité de flux thermique (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) est proportionnelle au gradient de température :

$$C = -k \frac{\partial T}{\partial x}$$

où k est la **conductivité thermique** qui s'exprime donc en $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$. Par homogénéité avec la formulation générale des échanges par diffusion qui sont proportionnels à un gradient de concentration, le coefficient de proportionnalité étant une diffusivité (voir paragraphe 3), on peut écrire :

$$C = -D_h \rho C_p \frac{\partial T}{\partial x}$$

où : D_h est une diffusivité thermique (en $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$),

ρ est la masse volumique (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$),

C_p est la chaleur massique (ou capacité thermique massique $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$).

Le tableau 3.2 donne quelques valeurs de ces différentes caractéristiques pour l'air, l'eau et différents sols.

Tableau 3.2. Caractéristiques thermiques de quelques milieux naturels.

Milieu	Masse volumique ρ en kg m^{-3}	Chaleur massique C_p en $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\text{ K}^{-1}$	Conductivité thermique k en $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$	Diffusivité thermique D_h en $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$
Air à $20\text{ }^{\circ}\text{C}$	1,204	1 010	0,025 7	$21,1\cdot 10^{-6}$
Eau à $20\text{ }^{\circ}\text{C}$	998,2	4 182	0,59	$0,14\cdot 10^{-6}$
Sol argileux sec	1 600	890	0,25	$0,18\cdot 10^{-6}$
Sol argileux humide	2 000	1 550	1,58	$0,51\cdot 10^{-6}$

2.2. Exemple de la propagation d'une onde thermique dans un sol

La température de la surface du sol T dépend de son bilan d'énergie ; de façon très simplifiée il est possible de la schématiser, à l'échelle de la journée, par une variation sinusoïdale autour de la température moyenne T_m :

$$T = T_m + A \cos(\omega t)$$

où : A est l'amplitude thermique,

ω est la fréquence de l'oscillation (elle est égale à $2\pi/\tau$ où τ est la période ; à l'échelle de la journée $\omega = 2\pi/24$ si le temps est mesuré en heures),

t est le temps supposé égal à zéro pour $T = T_m$.

Le maximum journalier de température est $T_m + A$ et le minimum $T_m - A$. On démontre, à l'aide du principe de conservation de l'énergie (la différence entre les flux thermiques entrant et sortant dans un volume est égale à la quantité de chaleur stockée dans ce volume pendant l'intervalle de temps considéré), que la température $T(z, t)$, à une profondeur z et à un instant t , peut s'écrire (si les caractéristiques thermiques du volume sont supposées constantes) :

$$T(z, t) = T_m + A \exp(-z/Z_d) \cos(\omega t - z/Z_d)$$

$$Z_d = \sqrt{\frac{2D}{\omega}} \quad \text{étant la profondeur d'amortissement.}$$

On constate donc que la pulsation (et donc la période) de l'onde thermique reste identique mais que *son amplitude va décroître avec la profondeur de façon exponentielle* (terme $A \exp(-z/Z_d)$). A une profondeur $z = Z_d$ l'amplitude thermique est égale à $0,37A$; elle est réduite à 5 % de A pour une profondeur $z = 3Z_d$ et à 1 % de A pour $z = 5Z_d$. L'onde thermique s'atténue donc mais elle se *déphase également par rapport à la surface* (terme $\omega t - z/Z_d$) lorsque l'on s'enfonce dans le sol (figure 3.3) ; à la profondeur πZ_d elle sera en opposition de phase (elle passera donc, par exemple, par un minimum alors que la surface atteindra sa température maximale).

Cette relation permet de décrire l'influence des caractéristiques du sol sur la pénétration de la chaleur : pour un milieu de faible diffusivité thermique D_h , donc de faible profondeur d'amortissement Z_d , on aura une atténuation très rapide de l'onde thermique dans le sol ; cette atténuation sera, par exemple, plus rapide dans un sol sec : cela se traduira par des gradients thermiques plus forts dans ce type de sol.

Il résulte également de cette loi qu'une variation de température de courte durée (passage nuageux par exemple) ne se répercutera de façon sensible qu'à faible profondeur. Il est possible de donner des ordres de grandeur des variations diurnes de température du sol ; pour un sol de limon de Versailles (France) l'amplitude thermique dans le sol est de l'ordre d'un degré à 0,4 m de profondeur, et de seulement 0,1 degré à 0,7 m, pour une amplitude journalière de température de 23 °C (INRA, 1984). Dans ces mêmes conditions, l'onde thermique est en opposition de phase avec la surface pour une profondeur voisine de 0,35 m.

De la même façon on peut assimiler grossièrement la **variation annuelle de température de surface du sol** à une sinusoïde de période 365 jours. Compte tenu de sa définition, la profondeur d'amortissement de l'onde thermique annuelle sera $\sqrt{365/1}$ fois plus importante que celle de l'onde journalière, soit environ 2,25 m

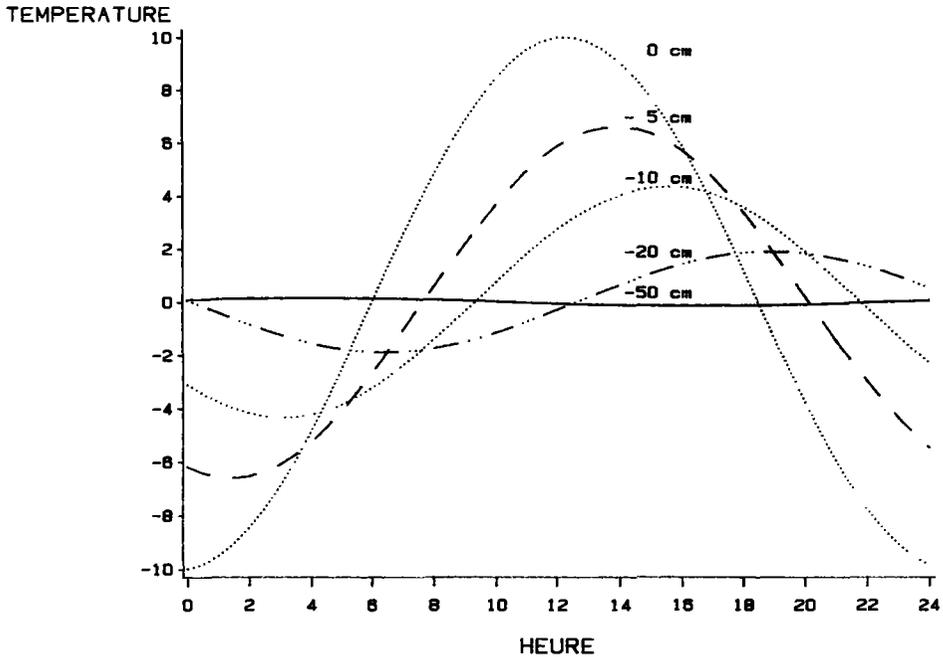


Figure 3.3. Représentation de l'évolution de la température du sol en fonction du temps et de la profondeur. La température à la surface du sol est supposée suivre une sinusoïde d'amplitude 10 °C.

dans les mêmes conditions que ci-dessus. La profondeur à laquelle l'amplitude thermique annuelle sera amortie de plus de 100 fois se situe donc aux environs de 11 m de profondeur : la température dans des caves profondes ou des habitations troglodytiques ne varie donc que très peu au cours de l'année.

3. LES ÉCHANGES PAR CONVECTION

Ce sont les échanges de chaleur et de masse (vapeur d'eau, CO_2) qui se produisent entre la végétation et l'air circulant à son voisinage. Il y a donc déplacement de fluide et selon les conditions on se trouve en :

- convection libre s'il n'y a pas de moteur externe, les mouvements de fluide sont alors provoqués par des différences de densité dues généralement à des gradients de température ;
- convection forcée, le moteur externe pour les échanges atmosphériques auxquels on s'intéresse est alors le vent ;
- convection mixte qui correspond au cas le plus fréquent avec mélange des deux phénomènes précédents.

Ces échanges convectifs vont provoquer des écoulements qui seront de type laminaire si les couches d'air glissent les unes sur les autres (comme dans la fumée près d'une cigarette), et de type turbulent s'il y a création de tourbillons (en s'éloignant de la cigarette !). La transition du régime laminaire au régime turbulent est repérée par le nombre de Reynolds, et celle de convection forcée à convection libre par le nombre de Richardson.

Près de toute surface il y a une zone dans laquelle les écoulements sont fortement modifiés par les forces de viscosité du fluide, c'est la **couche limite** ; son épaisseur sera différente selon les variables considérées. En ce qui concerne la vitesse du fluide, elle passe de zéro au contact de la paroi à la vitesse du fluide à la frontière de cette couche limite.

3.1. Profil de vent au-dessus et dans une culture

Le vent étant le moteur externe des échanges, la connaissance du profil de répartition de sa vitesse a une grande importance. Au-dessus du couvert, la vitesse du vent au niveau z , $u(z)$, suit une loi dite **loi logarithmique** au-dessus d'une hauteur virtuelle dans la végétation D (voisine de 0,65 fois la hauteur de la culture) :

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z-D}{z_0} \right)$$

où z_0 est un paramètre de rugosité qui dépend de la surface (de moins d'un cm pour un sol nu ou un gazon ras, à une dizaine de cm pour une culture de blé adulte ; on l'estime à environ 0,15 fois la hauteur de la culture) ; u^* est la vitesse de frottement et k la constante de von Karman.

Dans les couches plus profondes de la culture l'atténuation du vent est plus complexe, et la mesure plus difficile ; le paramètre surface foliaire est alors à prendre en compte (figure 3.4).

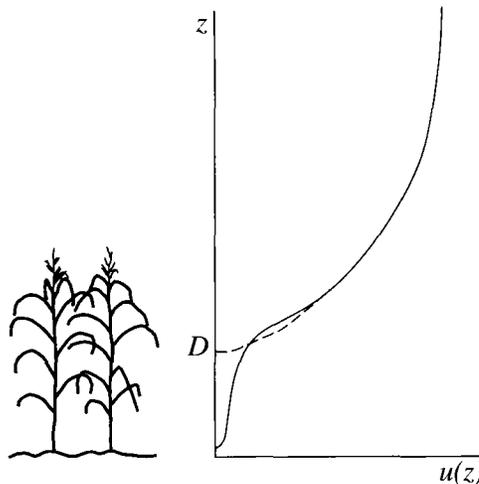


Figure 3.4. Profils de vitesse de vent au-dessus et dans une culture.

Source : d'après Perrier A. (1967), "Approche théorique de la microturbulence et des transferts dans les couverts végétaux en vue de l'analyse de la production générale", *La Météorologie*, série 5, 4, 527-550

3.2. Généralités sur les flux convectifs

La densité de flux d'une variable est proportionnelle au gradient vertical de concentration de cette variable (ce flux va des concentrations fortes vers les faibles).

Le **flux convectif de chaleur** correspondant à un certain gradient thermique s'écrit donc :

$$Q = -\rho C_p K_h \frac{\partial T}{\partial z}$$

avec ρ : masse spécifique ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$; voir tableau 3.2)

C_p : chaleur massique ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$; voir tableau 3.2)

K_h : diffusivité thermique turbulente ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ si Q en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

En ce qui concerne le **flux de vapeur d'eau** il pourra s'exprimer comme proportionnel soit à un gradient de concentration de la vapeur d'eau dans l'air C_w ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) soit à un gradient de pression partielle e (Pa) :

$$E = -K_w \frac{\partial C_w}{\partial z} = \frac{M}{RT} K_w \frac{\partial e}{\partial z}$$

avec K_w : diffusivité turbulente de la vapeur d'eau

R : constante des gaz parfaits ($8,3 \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}$)

M : masse molaire de la vapeur d'eau ($0,018 \text{ kg}$).

e (en Pa) peut être estimée à partir de la température de rosée de l'air t_r (en °C ; température à laquelle la pression réelle de vapeur d'eau serait saturante) par la formule approchée de Tétens :

$$e(t_r) = 611 \exp\left(\frac{17,25t_r}{237,3 - t_r}\right)$$

Pour évaluer les flux de gaz carbonique de la culture, autre flux de masse important, on peut se servir du gradient de CO_2 et d'une diffusivité turbulente K_{CO_2} . Comme tous les transferts turbulents sont dus à des mécanismes analogues, toutes ces diffusivités sont supposées égales et sont généralement calculées à partir de la diffusivité de quantité de mouvement obtenue à partir des profils de vitesse de vent.

4. BILAN ÉNERGÉTIQUE D'UNE SURFACE ÉVAPORANTE

4.1. Énergie nécessaire pour l'évaporation de l'eau

Il faut fournir une certaine quantité de chaleur pour faire passer l'unité de masse d'un corps de l'état liquide à l'état vapeur : c'est la **chaleur massique de vaporisation** L . Pour l'eau cette valeur est très élevée : $2,47 \text{ MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$; il faut la même énergie pour évaporer un gramme d'eau que pour en porter 10 g de 0 °C à 60 °C .

Si l'on raisonne sur une unité de surface de 1 m^2 , une lame d'eau de 1 mm correspond à un litre d'eau (soit 1 kg) ; son évaporation nécessite donc $2,47 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$. Si toute l'énergie apportée par le rayonnement solaire d'une belle journée ($25 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) était utilisée à l'évaporation, la quantité évaporée serait seulement voisine de 10 mm .

Le flux de chaleur latente est donc le flux massique d'évaporation E ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) multiplié par la chaleur latente d'évaporation de l'eau ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$) ; il sera noté LE ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

4.2. Évaporation d'une surface d'eau libre

Dans le cas d'une surface saturée en eau, la tension de vapeur au niveau de la surface est égale à la tension de vapeur saturante à la température de la surface. Si l'on suppose que toute l'énergie radiative disponible (représentée par le rayonnement net E^*) est absorbée au niveau de cette surface (et que de plus le flux de conduction dans l'eau est négligeable), on peut écrire :

$$E^* = \text{flux de chaleur latente } (LE) + \text{flux de chaleur sensible } (Q)$$

Avec les hypothèses supplémentaires d'égalité des coefficients d'échanges turbulents pour la chaleur et la vapeur d'eau, et de linéarité (dans une petite gamme de température) de la loi de tension de vapeur saturante en fonction de la température, on obtient la **formule de Penman** (1948) donnant l'évaporation E en mm :

$$E = \frac{\Delta \frac{E^*}{L} + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

où : Δ est la pente moyenne de la courbe de tension de vapeur saturante près de la température de l'air (elle peut être calculée à partir de la formule de Tétens citée ci-dessus),

γ est la constante psychrométrique (voisine de $66 \text{ Pa}\cdot\text{K}^{-1}$ à 20°C),

E_a est le pouvoir évaporant de l'air, fonction du déficit de saturation de cet air D_a (écart entre la pression de vapeur saturante et la pression réelle, en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), et de la vitesse du vent u (qui influence les échanges convectifs) ; on l'écrit souvent sous la forme de la loi de Dalton : $E_a = f(u)D_a$.

Le calcul pratique de cette formule de Penman est développé dans le chapitre 4.

4.3. Transpiration d'une feuille et évapotranspiration d'une culture

La transpiration est un phénomène important à estimer car elle conditionne la consommation d'eau et aussi, par l'intermédiaire de la résistance stomatique (les stomates étant le passage obligé de la vapeur d'eau sortante mais aussi du gaz carbonique entrant dans la feuille), la photosynthèse de la plante. L'évapotranspiration d'une culture va être la combinaison des transpirations des plantes et de l'évaporation du sol dont la contribution va varier avec la couverture du sol.

Pour le calcul du flux de chaleur latente de la feuille, il est nécessaire d'introduire une résistance de surface tenant compte de l'ensemble des stomates des deux faces. De plus l'ensemble du couvert, de par sa structure plus ou moins compacte, oppose un frein aux échanges de vapeur d'eau. L'équation de Penman ci-dessus a été étendue aux cas des feuilles par Penman en 1953, et au cas du couvert végétal par Monteith en 1965 ; en introduisant :

- une conductance aérodynamique g_a dans la couche limite de la culture, fonction de la vitesse du vent,
- une conductance biologique g_l qui tient compte de l'ensemble des régulations stomatiques.

Cette **formule de Penman-Monteith** devient alors :

$$E = \frac{\Delta \frac{E^*}{L} + \gamma g_a D_a}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{g_a}{g_l}\right)}$$

Les figures 3.5 montrent les variations de cette transpiration instantanée E [$\text{g d'eau} \cdot (\text{m}^2 \text{ de sol})^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$] en fonction des différentes variables climatiques ou physiologiques de la culture. Les valeurs standard des variables sont :

I_0 (rayonnement solaire utile à la photosynthèse) = $250 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ soit un rayonnement solaire global de $500 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ environ,

H_r (humidité relative de l'air) = 50 %,

T_a (température de l'air) = $25 \text{ }^\circ\text{C}$,

c (fraction de couverture nuageuse du ciel qui intervient sur le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde) = 0,2,

u_a (vitesse du vent mesurée à 2 m de hauteur) = $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

L (indice foliaire de la culture) = $3 (\text{m}^2 \text{ de feuilles}) \cdot (\text{m}^2 \text{ de sol})^{-1}$,

k (coefficient d'extinction du rayonnement dans la culture) = 0,5,

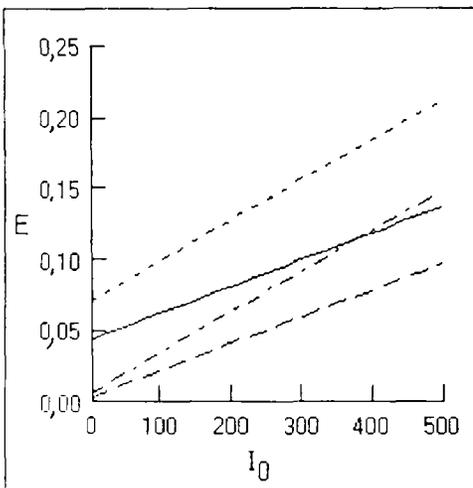
h (hauteur de la culture) = 0,5 m,

g_l (conductance stomatique de la feuille : $g_c = g_l L$) = $5 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$.

On constate que :

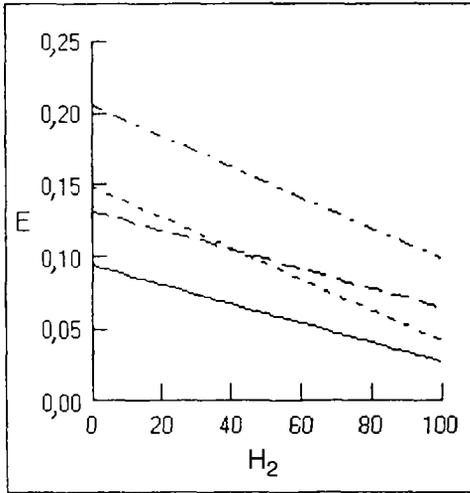
- la transpiration augmente avec le rayonnement solaire et la température de l'air,
- elle diminue pour des humidités croissantes,
- l'effet de la vitesse du vent est généralement positif mais avec une réponse qui dépend de la conductance stomatique.

Ces courbes ont été obtenues avec le logiciel Plantmod 2.0 (Johnson, 1993).



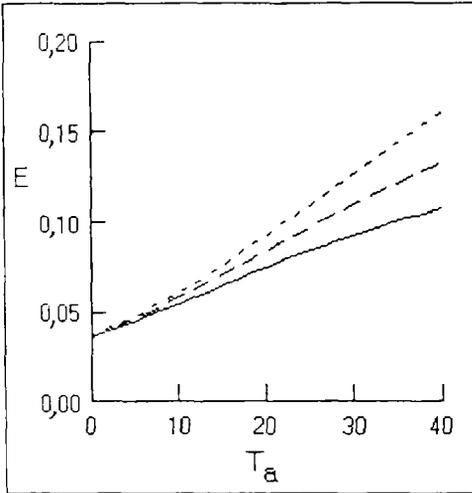
	—	- - -	· · ·	- - -
Hr	20,0	80,0	20,0	80,0
Ta	15,0	15,0	30,0	30,0
c	0,20	0,20	0,20	0,20
ua	2,0	2,0	2,0	2,0
L	3,0	3,0	3,0	3,0
k	0,50	0,50	0,50	0,50
h	0,50	0,50	0,50	0,50
gl	5,0	5,0	5,0	5,0

Figure 3.5a. Transpiration E ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) en fonction du rayonnement solaire I_0 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{PAR}$).



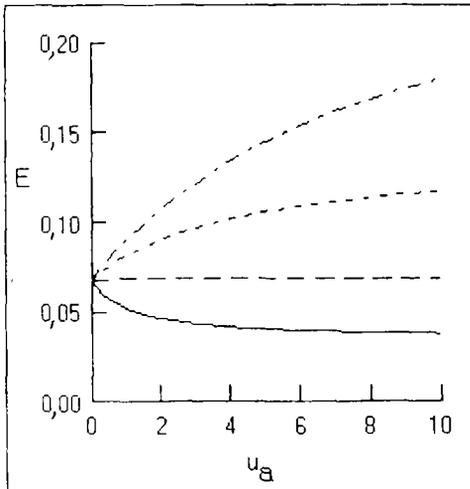
	-----	-----	-----	-----
I0	200	400	200	400
Ta	15,0	15,0	30,0	30,0
c	0,20	0,20	0,20	0,20
ua	2,0	2,0	2,0	2,0
L	3,0	3,0	3,0	3,0
k	0,50	0,50	0,50	0,50
h	0,50	0,50	0,50	0,50
gl	5,0	5,0	5,0	5,0

Figure 3.5b. Transpiration E ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) en fonction de l'humidité relative H_r (%).



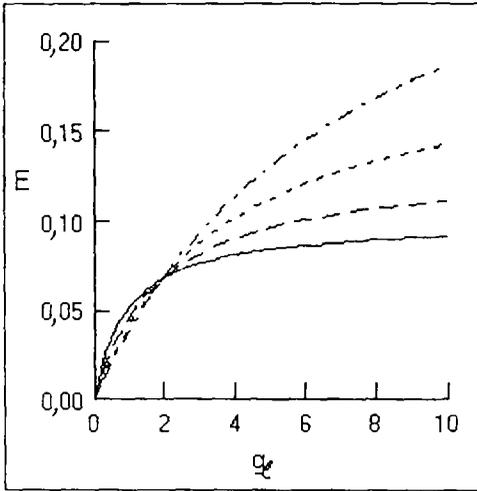
	-----	-----	-----
I0	250	250	250
Hr	50,0	50,0	50,0
c	0,20	0,20	0,20
ua	2,0	2,0	2,0
L	3,0	3,0	3,0
k	0,50	0,50	0,50
h	0,10	0,50	1,0
gl	5,0	5,0	5,0

Figure 3.5c. Transpiration E ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) en fonction de la température de l'air T_a ($^{\circ}\text{C}$).



	-----	-----	-----	-----
I0	250	250	250	250
Hr	50,0	50,0	50,0	50,0
Ta	25,0	25,0	25,0	25,0
c	0,20	0,20	0,20	0,20
L	3,0	3,0	3,0	3,0
k	0,50	0,50	0,50	0,50
h	0,50	0,50	0,50	0,50
gl	1,0	2,0	4,0	8,0

Figure 3.5d. Transpiration E ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) en fonction de la vitesse du vent u_a ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).



	—————	- - - - -	- - - - -	- - - - -
I_0	250	250	250	250
H_r	50,0	50,0	50,0	50,0
T_a	25,0	25,0	25,0	25,0
c	0,20	0,20	0,20	0,20
u_a	1,0	2,0	4,0	8,0
L	3,0	3,0	3,0	3,0
k	0,50	0,50	0,50	0,50
h	0,50	0,50	0,50	0,50

Figure 3.5e. Transpiration E ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) en fonction de la conductance stomatique g_l ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$).

4.4. Bilan d'énergie et température de la culture

La formulation de l'équation de Penman-Monteith ci-dessus est obtenue en éliminant la température de surface de la culture ; il est au contraire possible d'éliminer la transpiration de l'équation et de faire apparaître la différence entre la température de l'air T_a et celle du couvert T_c :

$$T_c - T_a = \frac{E^* \left(\frac{1}{g_a} + \frac{1}{g_l} \right) - L D_a}{L \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{g_a}{g_l} \right) \right]}$$

Les figures 3.6 montrent l'évolution de cet écart (entre la température d'une culture et la température de l'air) en fonction de différentes variables. Les valeurs standard des variables sont :

I_0 (rayonnement solaire utile à la photosynthèse) = $250 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ soit un rayonnement solaire global de $500 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ environ,

H_r (humidité relative de l'air) = 50 %,

T_a (température de l'air) = 25 °C,

c (fraction de couverture nuageuse du ciel qui intervient sur le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde) = 0,2,

u_a (vitesse du vent mesurée à 2 m de hauteur) = $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

L (indice foliaire de la culture) = $3 (\text{m}^2 \text{ de feuilles}) \cdot (\text{m}^2 \text{ de sol})^{-1}$,

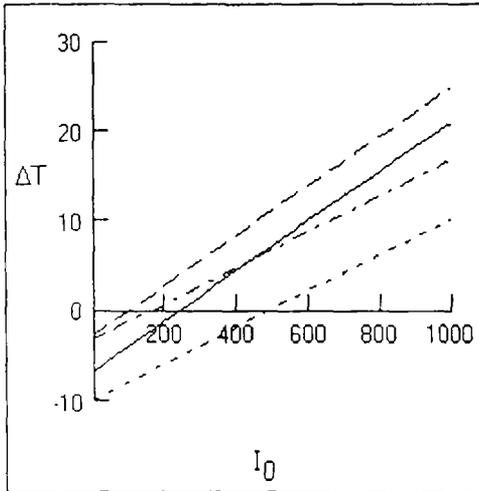
k (coefficient d'extinction du rayonnement dans la culture) = 0,5,

h (hauteur de la culture) = 0,5 m,

g_l (conductance stomatique de la feuille : $g_c = g_l \cdot L$) = $5 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$.

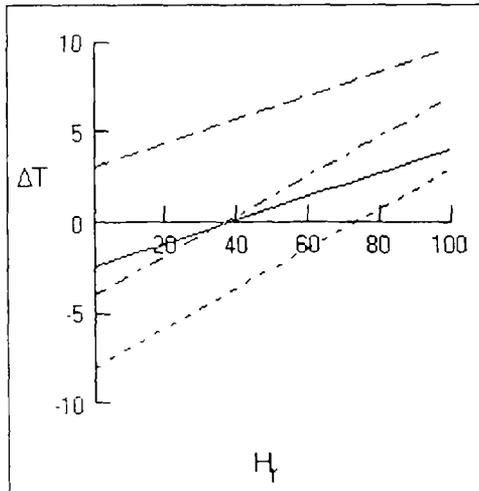
On constate que la température de la culture est plus faible que celle de l'air pour des rayonnements ou des humidités réduits, ou des températures de l'air ou des vitesses de vent fortes.

Ces courbes ont été obtenues avec le logiciel Plantmod 2.0 (Johnson, 1993).



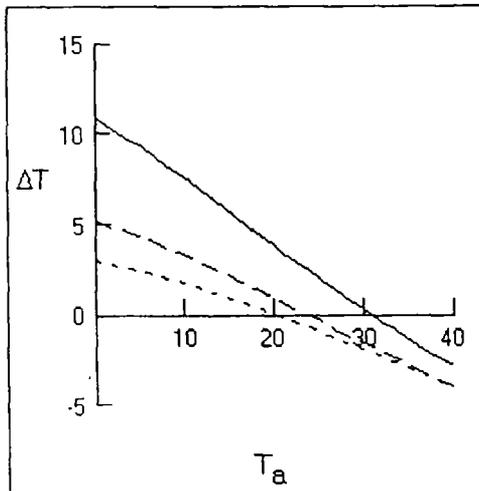
	—————	-----	-----	-----
Hr	20,0	80,0	20,0	80,0
Ta	15,0	15,0	30,0	30,0
c	0,20	0,20	0,20	0,20
ua	2,0	2,0	2,0	2,0
L	3,0	3,0	3,0	3,0
k	0,50	0,50	0,50	0,50
h	0,50	0,50	0,50	0,50
gl	5,0	5,0	5,0	5,0

Figure 3.6a. Différence de température ΔT (culture - air, en °C) en fonction du rayonnement solaire I_0 ($W \cdot m^{-2} \cdot PAR$).



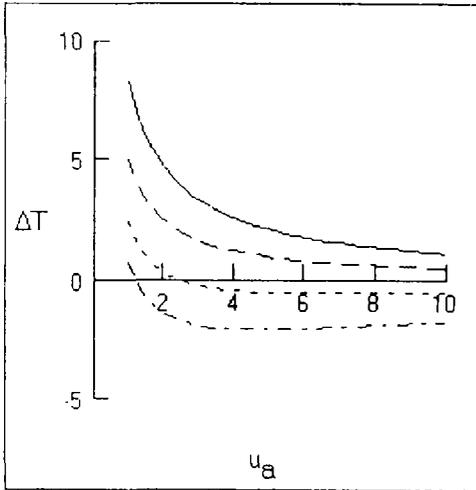
	—————	-----	-----	-----
I₀	200	400	200	400
Ta	15,0	15,0	30,0	30,0
c	0,20	0,20	0,20	0,20
ua	2,0	2,0	2,0	2,0
L	3,0	3,0	3,0	3,0
k	0,50	0,50	0,50	0,50
h	0,50	0,50	0,50	0,50
gl	5,0	5,0	5,0	5,0

Figure 3.6b. Différence de température ΔT (culture - air, en °C) en fonction de l'humidité relative H_r (%).



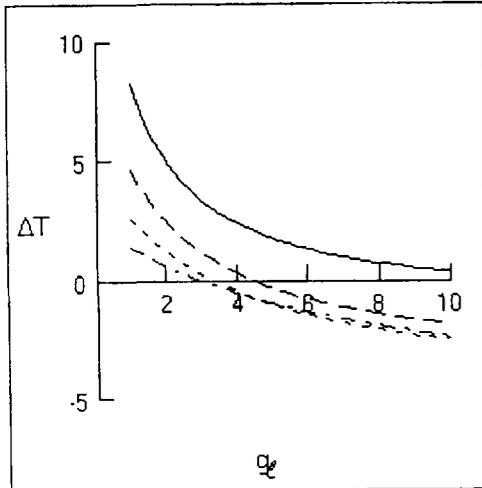
	—————	-----	-----
I₀	250	250	250
Hr	50,0	50,0	50,0
c	0,20	0,20	0,20
ua	2,0	2,0	2,0
L	3,0	3,0	3,0
k	0,50	0,50	0,50
h	0,10	0,50	1,0
gl	5,0	5,0	5,0

Figure 3.6c. Différence de température ΔT (culture - air, en °C) en fonction de la température de l'air T_a (°C).



	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
I0	250	250	250	250
Hr	50,0	50,0	50,0	50,0
Ta	25,0	25,0	25,0	25,0
c	0,20	0,20	0,20	0,20
L	3,0	3,0	3,0	3,0
k	0,50	0,50	0,50	0,50
h	0,50	0,50	0,50	0,50
g _l	1,0	2,0	4,0	8,0

Figure 3.6d. Différence de température ΔT (culture – air, en °C) en fonction de la vitesse du vent u_a ($m \cdot s^{-1}$).



	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
I0	250	250	250	250
Hr	50,0	50,0	50,0	50,0
Ta	25,0	25,0	25,0	25,0
c	0,20	0,20	0,20	0,20
u _a	1,0	2,0	4,0	8,0
L	3,0	3,0	3,0	3,0
k	0,50	0,50	0,50	0,50
h	0,50	0,50	0,50	0,50

Figure 3.6e. Différence de température ΔT (culture – air, en °C) en fonction de la conductance stomatique g_l ($mm \cdot s^{-1}$).

BIBLIOGRAPHIE

- Campbell G.S. (1977), *An introduction to environmental biophysics*, Springer-Verlag, Heidelberg Science Library, New York, 159 p.
- INRA (1984), *Les bases de la bioclimatologie*, t.1 : *Bases physiques*, Paris, INRA, 166 p.
- Johnson I.R. (1993), *Plantmod 2.0. Exploring the physiology of plant communities*, Greenhat Software, PO Box 1590, Armidale NSW 2350 Australia, 136 p.
- Jones H.G (1992), *Plants and microclimate. A quantitative approach to environmental plant physiology*, 2^e éd., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 428 p.

- Monteith J.L. (1965), "Evaporation and environment", *Symposia of the Society for experimental Biology*, **19** : 205-234.
- Monteith J.L. et Unsworth M.H. (1990), *Principle of environmental physics*, 2^e éd., Edward Arnold, London.
- Penman H.L. (1948), "Natural evaporation from open water, bare soil and grass", *Proceedings of the Royal Society, London A*, **193** : 120-145.
- Penman H.L. (1953), "The physical basis of irrigation control", *Report of 13th International Horticultural Congress*, **2** : 913-914.
- Perrier A. (1967), "Approche théorique de la microturbulence et des transferts dans les couverts végétaux en vue de l'analyse de la production végétale", *La Météorologie*, série 5, 4 : 527-550.

Chapitre 4

ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION À PARTIR DU FLUX DE CHALEUR LATENTE

L.W. De Backer¹ et J. Van Berwaer²

1. Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belgique
2. Fondation universitaire luxembourgeoise, Belgique

Sommaire

1. Introduction

2. Le bilan radiatif au champ

3. Le bilan énergétique global

4. Modélisation des flux de chaleur latente et sensible

4.1. Le flux de chaleur latente E

4.2. Le flux de chaleur sensible A

5. Théorie aérodynamique

6. Estimation de l'évapotranspiration

7. L'équation combinée de Penman

8. Conclusion

Bibliographie

Dans ce bilan, les précipitations et l'évapotranspiration sont les deux termes les plus importants. En effet, au cours d'une année jusqu'à 80 % des apports par les précipitations sont "réutilisés" en évapotranspiration.

En outre, les pertes par drainage ou percolation profonde qui vont alimenter les nappes d'eau souterraine ne peuvent être estimées qu'indirectement, c'est-à-dire à partir des valeurs prises par les autres termes du bilan (Musy et Soutter, 1991). A ce niveau, il est aisé de comprendre l'importance des mesures concernant l'évapotranspiration.

L'évapotranspiration concerne à la fois l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration par les plantes. Ces deux phénomènes sont la conséquence des effets combinés des radiations solaire et terrestre. Une partie importante du bilan radiatif sera utilisée pour assurer le flux de chaleur latente de vaporisation de l'eau au-dessus de la surface du sol. En effet, tous les phénomènes physiques impliqués dans le cycle de l'eau nécessitent de l'énergie. Le bilan hydrique au champ est donc intimement lié à un bilan énergétique qui répartit l'utilisation des calories reçues par radiation pour vaporiser l'eau, réchauffer l'air et le sol et pour le métabolisme des plantes.

Ce bilan énergétique global découle du principe de conservation de l'énergie qui peut être énoncé comme suit : "Dans un système donné, l'énergie est absorbée de, ou relâchée vers l'extérieur et peut changer de forme en cours de route, mais ne peut être ni créée ni perdue" (Hillel, 1988).

Dans le contexte du système sol-plante-atmosphère, ce principe va s'exprimer par l'égalité entre le bilan radiatif et le bilan énergétique au travers des échanges calorifiques (figure 4.2). La différence entre les énergies radiatives absorbées et émises par le système, soit le rayonnement net, correspond ainsi à la somme des énergies emmagasinées par le système et échangée avec l'extérieur, sous forme de chaleur sensible et latente.

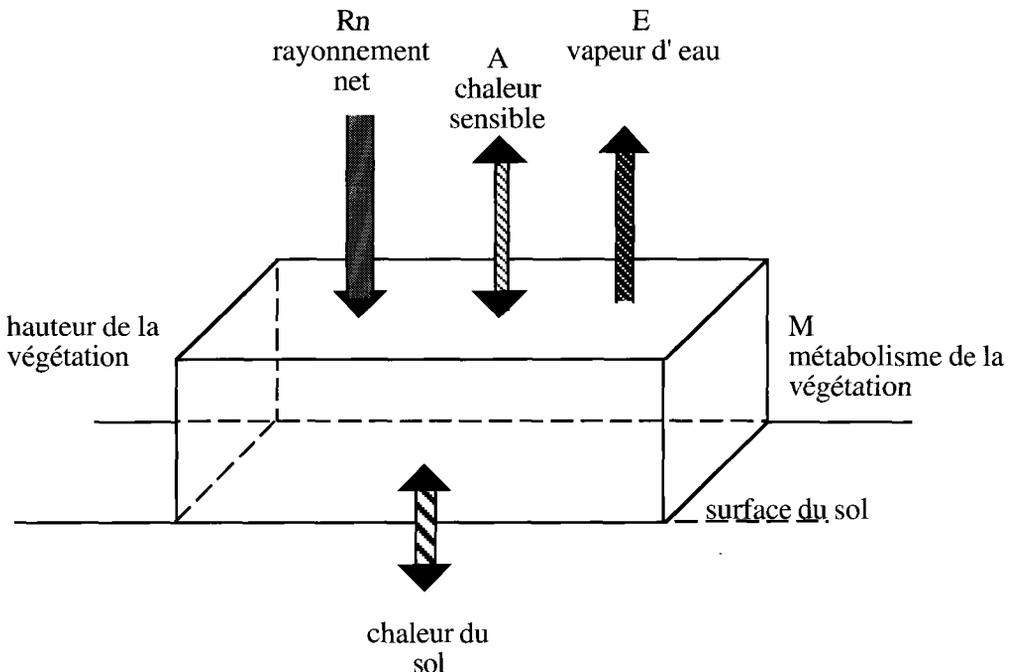


Figure 4.2. Échanges calorifiques au sein d'une surface cultivée.

Dans le présent travail, nous allons étudier le cheminement et les hypothèses qui permettent de calculer indépendamment le flux de chaleur latente, donc l'évapotranspiration, et celui de chaleur sensible pour montrer que combinés au flux radiatif on aboutit à l'équation combinée de Penman ainsi qu'à la définition de l'**évapotranspiration standard**, ET_0 , définie par la FAO.

2. LE BILAN RADIATIF AU CHAMP

L'énergie nécessaire au déroulement du cycle de l'eau provient essentiellement des radiations solaires. Par radiation, on entend l'émission d'énergie sous forme d'ondes électromagnétiques de tout corps à une température supérieure à 0 K.

Le flux de radiation solaire à la limite supérieure de l'atmosphère a une valeur presque constante de $2 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$ appelée la radiation absolue, R_a .

Ces radiations solaires correspondent approximativement au spectre d'émission d'un corps noir à une température de 6 000 K. D'après la loi de Wien, il s'agit de radiations à ondes courtes. En effet, la longueur d'onde d'intensité moyenne de radiation est inversement proportionnelle à la température absolue du corps :

$$\lambda_m = \frac{2900}{T}$$

où : λ_m = longueur d'onde moyenne en microns
 T = température en kelvins.

Pour le Soleil, λ_m est environ égal à $0,5 \mu\text{m}$. Cette longueur d'onde moyenne s'inscrit bien dans le spectre de radiation $0,3 \mu\text{m} < \lambda_m < 3 \mu\text{m}$, qui définit les ondes courtes.

Lors du passage à travers de l'atmosphère, ces radiations vont subir des phénomènes de réflexion et d'absorption, de manière que seulement une partie du flux original de la radiation solaire absolue atteint le sol. A cette fraction, il faut néanmoins ajouter une partie des radiations réfléchies par l'atmosphère en direction du sol (rayonnement diffus). On parlera dans les deux cas de radiations à ondes courtes R_c .

D'un autre côté, ces radiations à ondes courtes vont être absorbées ou réfléchies de manière différentielle et cela suivant la réflectivité de la surface de contact. C'est ainsi que l'on définit l'albédo, a , comme étant le coefficient de réflectivité de la surface aux ondes courtes. Les valeurs de ce coefficient varient de 5 à 10 % pour l'eau jusqu'à 90 % pour la neige. Le sol nu est caractérisé par des valeurs comprises entre 15 et 40 %, et lorsqu'il est couvert par la végétation entre 10 et 20 %.

Nous pouvons donc déterminer une expression de la radiation nette d'ondes courtes R_{nc} , qui exprime le régime d'absorption de l'énergie de radiation courte par le champ :

$$R_{nc} = R_c (1 - a)$$

où : R_{nc} = radiation nette d'ondes courtes
 R_c = radiation à ondes courtes
 a = albédo.

La Terre, comme le Soleil, émet une radiation dont le spectre d'émission peut être associé au corps noir à une température de 300 K. Étant donné que la température

est ici plus faible, la radiation terrestre a une intensité beaucoup moins importante et s'étale sur une gamme de longueurs d'onde beaucoup plus grande que la radiation solaire. De nouveau, d'après la loi de Wien :

$$3 \mu\text{m} < \lambda_m = 2900 / T \approx 10 \mu\text{m} < 50 \mu\text{m}$$

Ces radiations sont des radiations à ondes longues R_l .

Finalement, il est possible de mettre sous forme de bilan l'énergie disponible à partir des différentes radiations (Soleil, Terre), ce qui nous donne l'expression :

$$R_n = R_c (1 - a) - R_l \quad (1)$$

où : R_n = radiation nette

R_c = radiation à ondes courtes

R_l = radiation à ondes longues

a = albédo.

Ce bilan est représenté de manière schématique à la figure 4.3.

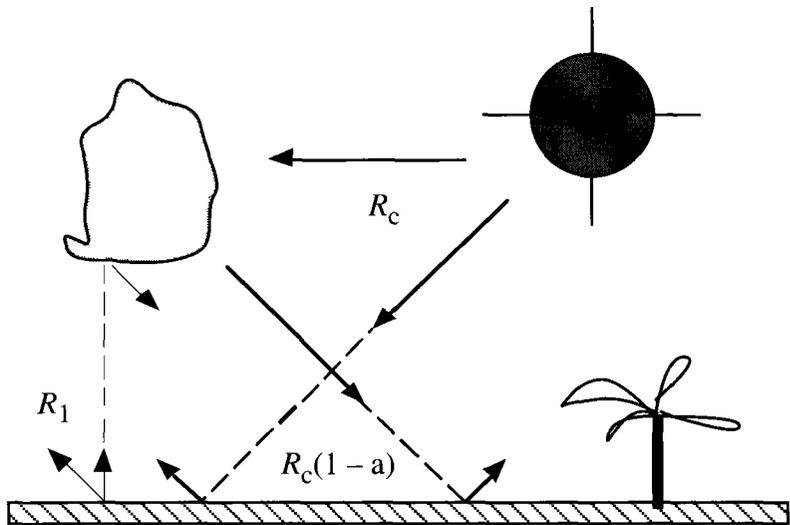


Figure 4.3. Le bilan radiatif.

Il faut signaler qu'une première hypothèse (*hypothèse n°1*) est admise dans une telle formulation du bilan radiatif. Outre un albédo résultant, souvent choisi constant, nous avons négligé les radiations à ondes longues émises par la Terre et réfléchies par l'atmosphère en direction du sol. Globalement, le bilan du rayonnement à ondes longues est négatif, et ceci du fait que ce rayonnement émis par la Terre est en grande partie absorbé par les gaz atmosphériques et réémis en direction de l'espace, sauf en présence d'une couverture nuageuse qui réfléchit le rayonnement terrestre.

3. LE BILAN ÉNERGÉTIQUE GLOBAL

Le bilan énergétique comptabilise l'utilisation de la radiation nette, équation (1), pour chauffer le sol (S) et l'air (A), pour le métabolisme (M) et pour vaporiser l'eau (E). Il repose sur le principe de conservation de l'énergie. La figure 4.4 illustre les

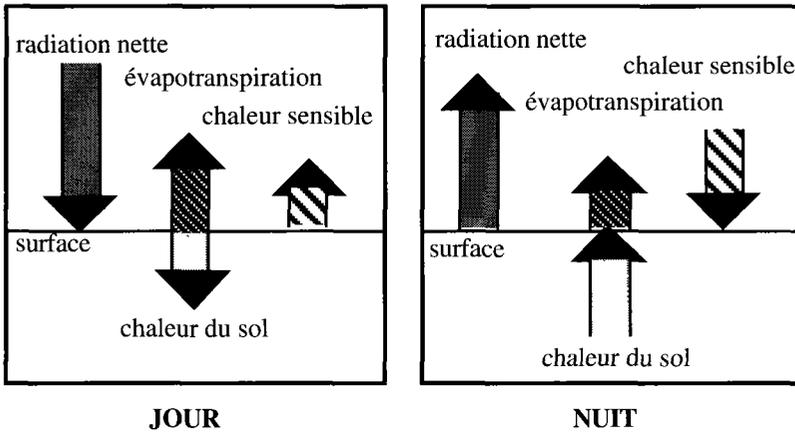


Figure 4.4. Le bilan énergétique journalier.

échanges journaliers d'énergie dans le système sol-plante-atmosphère. L'équilibre entre le bilan des échanges radiatifs et le bilan des échanges de chaleur peut s'énoncer alors comme suit :

$$H = S + A + M + E \quad (2)$$

où :

- H = flux d'énergie en provenance des radiations solaire et terrestre. C'est la radiation nette du bilan radiatif, R_n de l'équation (1), multiplié par le langley pour convertir des calories en millimètres d'eau qui sont les unités couramment utilisées en hydrologie.

$$1 \text{ langley (Ly)} = 1 \text{ cal/cm}^2$$

La chaleur latente de vaporisation = 580 cal/g de H_2O à pression et température normales

$$1 \text{ g de } H_2O = 1 \text{ cm}^2 \times 10 \text{ mm de } H_2O$$

et finalement : 58 Ly = 1 mm d'eau.

- S = flux d'emmagasinement de la chaleur dans le sol (voir chapitre 3). L'emmagasinement net au cours d'une période de 24 heures est peu important car le gain de chaleur du sol pendant la journée, S_j , annule la perte nocturne, S_n . Si le bilan est calculé par journée entière, c'est-à-dire, pour un intervalle de temps $\Delta t = 24$ heures, le terme :

$$S = S_j + S_n \quad \text{avec } S_j = -S_n$$

peut donc ne pas être pris en compte (*hypothèse n°2*).

- A = flux de chaleur sensible, c'est-à-dire le flux énergétique nécessaire au réchauffement de l'air auquel sont aussi liés les phénomènes physiques de convection.

- M = flux énergétique lié essentiellement au métabolisme (photosynthèse, respiration, ...) du couvert végétal du sol. Généralement, ce terme est inférieur à 5 % de la radiation nette H . Il est négligé dans la suite (*hypothèse n°3*), car son ordre de grandeur est inférieur à la précision avec laquelle on peut actuellement estimer le bilan énergétique.

- E = flux de chaleur latente ou flux d'utilisation d'énergie pour l'évapotranspiration, c'est-à-dire l'énergie nécessaire pour évaporer l'eau du sol et celle qui sert à la transpiration des plantes.

Tenant compte des hypothèses n°2 et n°3, le bilan énergétique global se limite à trois termes et s'exprime en *millimètres d'eau par 24 heures* (mm/j) :

$$H = A + E \quad (3)$$

Il correspond à l'énergie qui vient du Soleil et qui va servir à réchauffer l'air et à vaporiser l'eau du sol et des plantes.

Dans l'expression (3), les trois termes peuvent être estimés indépendamment. Ceci permet de démontrer la validité des hypothèses n°2 et n°3 dans les limites de précision des mesures hydro-météorologiques. Le terme H est mesuré par radiométrie. L'estimation de A et E par thermométrie et anémométrie est explicitée ci-après.

Dans le paragraphe 4 suivant, on établit les modèles des flux de chaleur latente, E , et sensible, A . Ensuite, dans le paragraphe 5, on fera appel à la théorie aérodynamique qui permet de tenir compte de la turbulence de l'air. Enfin, dans le paragraphe 6, on montre comment estimer séparément les flux de chaleur latente, E , et sensible, A , pour vérifier la validité de l'équation (3).

4. MODÉLISATION DES FLUX DE CHALEUR LATENTE ET SENSIBLE

Toute démarche de contrôle d'un système implique une modélisation du processus qui s'y déroule. Cette démarche nous a déjà conduit à réduire les échanges calorifiques au-dessus de la surface du sol aux trois termes du bilan énergétique modélisé par l'équation (3).

Il s'agit maintenant de trouver une expression simple pour modéliser le processus qui permet de calculer le flux de chaleur latente qui nous intéresse particulièrement et, par la même occasion, le flux de chaleur sensible qui permet de compléter le bilan.

4.1 Le flux de chaleur latente E

Le moteur du flux de chaleur latente est constitué par le gradient d'humidité absolue (h_a), en fonction de la cote altimétrique (Z), c'est-à-dire suivant une direction verticale.

Comme flux et gradient sont directement proportionnels mais de sens opposé, on a vectoriellement :

$$\bar{E}\alpha - \frac{\partial \bar{h}_a}{\partial Z}$$

où : E = flux de chaleur latente
 α = signe de proportionnalité
 h_a = humidité absolue
 Z = cote altimétrique.

L'analyse dimensionnelle ci-dessous montre que, pour homogénéiser les dimensions de part et d'autre de l'équation, il est nécessaire de multiplier le gradient par :
 (a) la chaleur latente de vaporisation de l'eau, L , et
 (b) un coefficient de proportionnalité, K_E .

En effet, l'analyse dimensionnelle permet d'écrire :

$$E\alpha - \frac{\partial \overline{h_a}}{\partial Z} \quad \text{équivalent à} \quad \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \times \text{min}} \quad \alpha - \frac{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}}}{\text{cm}^3_{\text{vap}}} \times \frac{1}{\text{cm}}$$

$$(a) \quad E\alpha - L \frac{\partial h_a}{\partial Z} \quad \text{équivalent à} \quad \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \times \text{min}} \quad \alpha - \frac{\text{cal}}{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}}} \times \frac{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}}}{\text{cm}^3_{\text{vap}}} \times \frac{1}{\text{cm}}$$

$$(b) \quad E = -K_E L \frac{\partial h_a}{\partial Z} \quad \text{équivalent à} \quad \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \times \text{min}} = - \frac{\text{cm}^2}{\text{min}} \times \frac{\text{cal}}{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}}} \times \frac{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}}}{\text{cm}^3_{\text{vap}}} \times \frac{1}{\text{cm}}$$

et donc, on obtient l'expression suivante du flux de chaleur latente E :

$$E = -K_E L \frac{\partial h_a}{\partial Z} \quad (4)$$

Or, dans l'état actuel des techniques, il n'existe pas d'instrument de mesure directe de l'humidité absolue h_a . C'est pourquoi nous posons :

$$h_a = \frac{1}{p} \rho \varepsilon e \quad (5)$$

où : p = pression atmosphérique

ρ = densité de l'air

ε = densité relative de l'air, c'est-à-dire rapport de la densité de la vapeur à la densité de l'air sec = 0,622

e = pression de vapeur.

Ici de nouveau, une rapide analyse dimensionnelle permet d'observer que cette modification ne perturbe nullement l'équation (4).

$$h_a = \frac{1}{p} \rho \varepsilon e$$

$$\frac{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}}}{\text{cm}^3_{\text{vap}}} = \frac{1}{p} \times \frac{\text{g}_{\text{air}}}{\text{cm}^3_{\text{air}}} \times \frac{\frac{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}}}{\text{cm}^3_{\text{vap}}}}{\frac{\text{g}_{\text{air}}}{\text{cm}^3_{\text{air}}}} \times e$$

$$\frac{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}}}{\text{cm}^3_{\text{vap}}} = \frac{1}{p} \times \frac{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}}}{\text{cm}^3_{\text{vap}}} \times e$$

p et e étant deux valeurs de pression, elles ont les mêmes unités.

Et lorsque l'on remplace le terme d'humidité absolue, h_a , dans l'équation (4), on arrive à :

$$E = -K_E L \frac{\rho \varepsilon}{p} \frac{\partial e}{\partial Z} \quad (6)$$

dans laquelle : E = flux de chaleur latente

L = chaleur de vaporisation

K_E = constante de proportionnalité de E

$\varepsilon \rho / p$ = constante

$\frac{\partial e}{\partial Z}$ = gradient de pression de vapeur suivant la cote altimétrique.

Cette expression semble convenir pour calculer l'évapotranspiration, E . Cependant, elle comporte une seconde inconnue, K_E . En effet, les autres termes de l'équation (6) sont des valeurs connues et constantes L , ε , ρ et p , et des variables que l'on peut mesurer, e (mesures au psychromètre et/ou de températures sèches et humides en deux points au-dessus du sol ou de la culture). Il faut donc une seconde équation pour connaître E .

Examinons ce que peut nous apporter l'analyse dimensionnelle de A .

4.2 Le flux de chaleur sensible A

Pour obtenir une seconde équation et tenter de réduire le nombre d'inconnues, nous pouvons établir le flux de chaleur sensible, A , de la même manière que celui de chaleur latente.

Le moteur de ce flux A est constitué par le gradient de température suivant la direction verticale Z .

Comme pour le flux de chaleur latente, le flux et le gradient sont directement proportionnels mais de sens opposé. On a, vectoriellement :

$$\bar{A}\alpha - \frac{\partial T}{\partial Z}$$

où : A = flux de chaleur sensible
 α = signe de proportionnalité
 T = température
 Z = cote altimétrique.

L'analyse dimensionnelle montre que, pour homogénéiser les dimensions de part et d'autre de l'équation, il est nécessaire de multiplier le gradient par :

- (a) la chaleur spécifique de l'air à pression constante, C_p ,
- (b) la densité de l'air, ρ ,
- (c) et un coefficient de proportionnalité, K_A .

En effet, l'analyse dimensionnelle permet d'écrire :

$$A\alpha - \frac{\partial T}{\partial Z} \text{ équivalent à } \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \times \text{min}} \alpha - \frac{^\circ\text{C}}{\text{cm}}$$

$$(a) \quad A\alpha - C_p \frac{\partial T}{\partial Z} \text{ équivalent à } \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \times \text{min}} \alpha - \frac{\text{cal}}{\text{g}_{\text{air}} \times ^\circ\text{C}} \times \frac{^\circ\text{C}}{\text{cm}}$$

$$(b) \quad A\alpha - \rho C_p \frac{\partial T}{\partial Z} \text{ équivalent à } \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \times \text{min}} \alpha - \frac{\text{g}_{\text{air}}}{\text{cm}^3} \times \frac{\text{cal}}{\text{g}_{\text{air}} \times ^\circ\text{C}} \times \frac{^\circ\text{C}}{\text{cm}}$$

$$(c) \quad A = -K_A \rho C_p \frac{\partial T}{\partial Z} \text{ équivalent à } \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \times \text{min}} = - \frac{\text{cm}^2}{\text{min}} \times \frac{\text{g}_{\text{air}}}{\text{cm}^3} \times \frac{\text{cal}}{\text{g}_{\text{air}} \times ^\circ\text{C}} \times \frac{^\circ\text{C}}{\text{cm}}$$

De cette manière, et en considérant les flux uniquement dans la direction verticale, on obtient l'expression suivante pour le flux de chaleur sensible :

$$A = -K_A \rho C_p \frac{dT}{dZ} \quad (7)$$

ce qui avec l'équation (6) :

$$E = -K_E L \frac{\rho \varepsilon}{p} \frac{de}{dZ} \quad (6)$$

nous donne un système de 2 équations à 4 inconnues, A , K_A , E et K_E . A ce stade, nous ne semblons donc pas plus avancés.

Cependant, étant donné que les transferts dus à l'évaporation de l'eau du sol et de la transpiration par les plantes dans l'air sont soumis aux mêmes effets de turbulence, nous pouvons dire que (*hypothèse n°4*) :

$$K_E = K_A = K_M = \text{coefficient de turbulence (cm}^2/\text{min)}$$

Le système des 2 équations (6) et (7) ne possède maintenant plus que les 3 inconnues E , A et K_M .

Pour lever cette indétermination, il faut une troisième équation. Puisque les flux de chaleur latente et sensible se déroulent dans l'air, on peut penser la trouver dans une théorie qui traite de la dynamique de l'air.

Il est naturel que l'on cherche à appliquer à l'analyse de l'évaporation de l'eau du sol et à celle issue de la transpiration végétale, les résultats théoriques obtenus en mécanique des fluides et en aérodynamique, par Prandtl, von Karman et autres, en ce qui concerne les écoulements turbulents (Réménieras, 1980).

5. THÉORIE AÉRODYNAMIQUE

Au sein de la mince couche atmosphérique (10 à 20 km d'épaisseur) qui recouvre le globe, les mouvements de l'air apparaissent pour la plupart parallèles à la surface évaporante.

A partir de cette observation, nous allons supposer (*hypothèse n°5*) que seule la composante horizontale de la vitesse du vent, u , est différente de 0. Dans cette condition, le profil de vitesse moyenne du vent, u , selon une direction horizontale et parallèle à la surface évaporante peut être illustré comme le montre la figure 4.5.

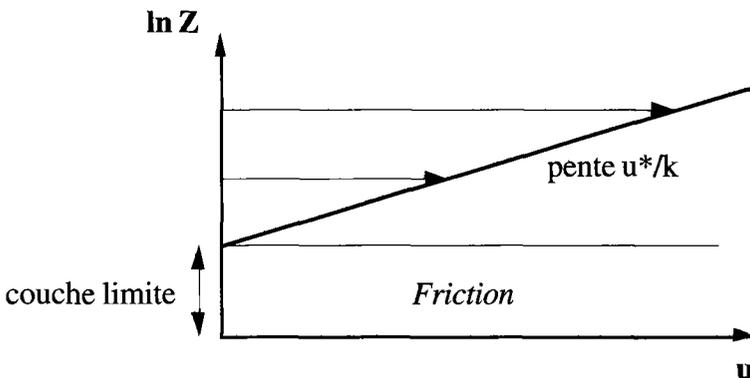


Figure 4.5. Profil de la composante horizontale de la vitesse du vent.

Ce profil de vitesse du vent $u(Z)$ est décrit par la relation aérodynamique suivante :

$$u = \frac{u^*}{k} \ln Z + \text{cte} \quad (8)$$

où : u^* = vitesse de frottement entre couches d'air

$$u^* = (\tau_0/\rho)^{1/2} \quad (9)$$

avec : τ_0 = force de cisaillement entre couches d'air

ρ = densité de l'air

k = constante de von Karman = 0,41.

En supposant la force de cisaillement constante à tous les niveaux de l'écoulement de l'air au-dessus de la couche limite, celle-ci est considérée proportionnelle au gradient de vitesse de l'air suivant la relation ci-après :

$$\tau_0 = K_M \rho \frac{du}{dZ} \quad (10)$$

où : K_M = coefficient de diffusivité turbulente = ku^*Z (11)

du/dZ = gradient vertical de la vitesse moyenne du vent.

La combinaison des équations (9), (10) et (11) donne ainsi :

$$\rho u^{*2} = K_M \rho \frac{du}{dZ} = ku^*Z\rho \frac{du}{dZ} \quad (12)$$

Après séparation des variables, l'intégration aux bornes de deux cotes altimétriques Z_1 et Z_2 auxquelles correspondent les mesures des vitesses du vent u_1 et u_2 :

$$\int_{Z_1}^{Z_2} \frac{dZ}{Z} = \frac{k}{u^*} \int_{u_1}^{u_2} du$$

donne
$$\ln \frac{Z_2}{Z_1} = \frac{k}{u^*} (u_2 - u_1)$$

soit
$$u^* = \frac{k(u_2 - u_1)}{\ln \frac{Z_2}{Z_1}} \quad (13)$$

La vitesse de frottement donnée par l'équation (13) à partir des mesures de 2 anémomètres placés de part et d'autre d'une cote Z dans un profil de vent permet d'ajuster le coefficient de turbulence de l'équation (11) à chaque période de temps pendant laquelle on mesure la vitesse moyenne du vent, soit :

$$K_M = k^2 \frac{(u_2 - u_1)}{\ln \frac{Z_2}{Z_1}} Z \quad (14)$$

On constate ainsi que la théorie de l'aérodynamisme permet de calculer le coefficient de turbulence grâce à l'équation (14), qui est la troisième équation recherchée pour lever l'indétermination entre les équations (6) et (7). L'estimation des flux de chaleur latente (évapotranspiration), E , et sensible, A , est donc réalisable.

6. ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Si la quatrième hypothèse ($K_A = K_E = K_M$) est considérée valable, on peut introduire la valeur de K_M , soit l'équation (14), dans l'équation (6), et le flux de chaleur latente devient :

$$E = - \left[L \frac{\rho \mathcal{E}}{p} k^2 \frac{(u_2 - u_1)}{\ln \frac{Z_2}{Z_1}} \right] \frac{Z}{dZ} de \quad (15)$$

Pour simplifier le calcul, désignons par F le terme entre crochet de l'équation (15), soit :

$$F = \left[L \frac{\rho \mathcal{E}}{p} k^2 \frac{(u_2 - u_1)}{\ln \frac{Z_2}{Z_1}} \right] \quad (16)$$

Après séparation des variables, on intègre l'équation (15) entre les mêmes cotes altimétriques Z_1 et Z_2 que celles de l'équation (13) et auxquelles correspondent les pressions de vapeur moyennes e_1 et e_2 mesurées pendant la même période de temps :

$$\int_{Z_1}^{Z_2} \frac{dZ}{Z} = - \frac{F}{E} \int_{e_1}^{e_2} de \quad (17)$$

$$\ln \frac{Z_2}{Z_1} = - \frac{F}{E} (e_2 - e_1)$$

ou

$$\ln \frac{Z_2}{Z_1} = \frac{F}{E} (e_1 - e_2) \quad (18)$$

De la combinaison des équations (16) et (18), on obtient le flux de chaleur latente recherché :

$$E = \left[L \frac{\rho \mathcal{E}}{p} k^2 \frac{(u_2 - u_1)}{\left(\ln \frac{Z_2}{Z_1} \right)^2} \right] (e_1 - e_2) \quad (19)$$

Posant,

$$B = \left[L \frac{\rho \mathcal{E}}{p} k^2 \frac{(u_2 - u_1)}{\left(\ln \frac{Z_2}{Z_1} \right)^2} \right] \quad (20)$$

l'équation (19) s'écrit plus simplement :

$$E = B (e_1 - e_2) \quad (21)$$

où tous les termes sont connus ou peuvent être obtenus par mesure anémométrique et psychrométrique.

Rappelons que le flux de chaleur latente E est équivalent à l'évapotranspiration définie dans l'équation (3). Comme le montre l'équation (21), l'évapotranspiration peut donc être obtenue indépendamment des flux radiatif et de chaleur sensible par

des mesures journalières de vent et de pression de vapeur à deux positions dans le profil aérodynamique au-dessus de la couche limite de la surface évapotranspirante.

De manière analogue, l'équation (7) devient :

$$A = - \left[C_p \rho k^2 \frac{(u_2 - u_1)}{\ln \frac{Z_2}{Z_1}} \right] \frac{Z}{dZ} dT \quad (22)$$

avec :

$$F' = \left[C_p \rho k^2 \frac{(u_2 - u_1)}{\ln \frac{Z_2}{Z_1}} \right] \quad (23)$$

donne, par intégration des variables séparées Z et T :

$$\int_{Z_1}^{Z_2} \frac{dZ}{Z} = - \frac{F'}{A} \int_{T_1}^{T_2} dT$$

$$\ln \frac{Z_2}{Z_1} = - \frac{F'}{E} (T_2 - T_1) = \frac{F'}{E} (T_1 - T_2)$$

le flux de chaleur sensible

$$A = \left[C_p \rho k^2 \frac{(u_2 - u_1)}{\left(\ln \frac{Z_2}{Z_1} \right)^2} \right] (T_1 - T_2) \quad (24)$$

soit encore, en comparant les équations (23) et (16), $F'/F = \gamma$

$$A = \gamma B (T_1 - T_2) \quad (25)$$

où : $\gamma =$ constante psychrométrique $= \frac{p C_p}{L \epsilon}$

$$\gamma \cong \frac{1\,000 \text{ mbar} \times 0,24 \frac{\text{cal}}{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}} \times ^\circ\text{C}}}{590 \frac{\text{cal}}{\text{g}_{\text{H}_2\text{O}}} \times 0,622}$$

$$\gamma \cong 0,66 \frac{\text{mbar}}{^\circ\text{C}}$$

$$\gamma \cong 0,66 \frac{\text{mbar}}{^\circ\text{C}} \times 0,76 \frac{\text{mmHg}}{\text{mbar}} \cong 0,5 \frac{\text{mmHg}}{^\circ\text{C}}$$

En résumé, les deux principaux termes d'utilisation de l'énergie reçue par radiation peuvent être obtenus par 2 mesures anémométriques et 2 mesures de températures sèches et humides à 2 cotes altimétriques Z_1 et Z_2 caractérisant une cote Z du profil aérodynamique au-dessus de la couche limite étudiée, par le biais des équations :

$$E = B (e_1 - e_2) \quad (21)$$

$$A = \gamma B (T_1 - T_2) \quad (25)$$

7. ÉQUATION COMBINÉE DE PENMAN

En hydrologie, comme dans toute discipline de sciences naturelles, aucun événement ne se répète. Aussi, les mesures doivent être non seulement nombreuses mais surtout continues et souvent portant sur une période de temps très longue (au moins 20 ans) avant que des lois puissent décrire les phénomènes impliqués.

Dans cet ordre d'idées, il n'est pas étonnant que, suite à des difficultés instrumentales, Penman ait combiné les équations (3), (21) et (25) pour reconstituer la continuité de données manquantes de flux de chaleur latente sur la base de l'hypothèse suivante :

“A tout couple de valeur e_1 et T_1 (pression de vapeur-température) à une cote $Z = 0$ où $u = u_1 = 0$ (vitesse moyenne horizontale du vent dans la tranche correspondant à la cote $Z = 0$), est associé un couple de valeur e_1 et h_1 (pression de vapeur-humidité relative).

De même, pour e_2 et T_2 à une cote $Z \neq 0$ où $u = u_2 \neq 0$, est associé un couple de valeur e_2 et h_2 ” (hypothèse n°6).

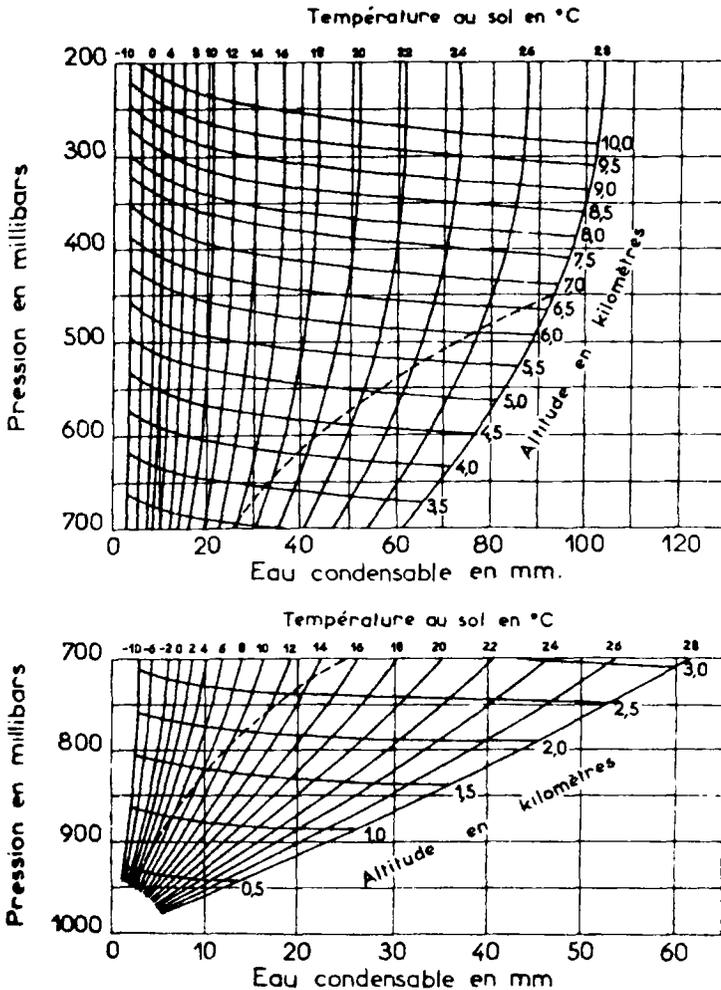


Figure 4.6. Hauteur d'eau condensable en fonction de la température de l'air saturé au sol.

Cette hypothèse n°6 découle directement de l'observation du diagramme thermodynamique (figure 4.6) reliant les grandeurs physiques suivantes :

- la pression de vapeur, e , en millibars,
- la température au sol, T , en °C,
- la cote altimétrique, Z , en kilomètres,
- l'eau condensable, m , en millimètres. Cette dernière peut être exprimée en termes d'humidité absolue à travers la relation :

$$dm = h_a \, dZ$$

Donc, si l'on prend l'équation (25) :

$$A = \gamma B (T_1 - T_2)$$

et sachant que $\Delta = de/dT$, on peut écrire :

$$A = \frac{\gamma B}{\Delta} \left(\frac{e_1 - e_2}{h_1 - h_2} \right) = \frac{\gamma B}{h_1 \Delta} \left[(e_1 - e_2) + e_2 \left(1 - \frac{h_1}{h_2} \right) \right]$$

En substituant $B = E/(e_1 - e_2)$ à partir de l'équation (21) dans le premier terme de droite, on obtient :

$$A = \frac{\gamma E}{h_1 \Delta} - \frac{\gamma B}{h_1 \Delta} e_2 \left(\frac{h_1}{h_2} - 1 \right)$$

$$A = \frac{\gamma E}{h_1 \Delta} - \frac{\gamma E_a}{h_1 \Delta} = \frac{\gamma}{h_1 \Delta} (E - E_a)$$

avec

$$E_a = B e_2 \left(\frac{h_1}{h_2} - 1 \right)$$

Si l'on introduit ceci dans l'équation (3) :

$$A = H - E = \frac{\gamma}{h_1 \Delta} (E - E_a)$$

on élimine A , et on aboutit à l'équation combinée de Penman :

$$E = \frac{\left(\frac{\Delta}{\gamma} \right) H + \frac{E_a}{h_1}}{\frac{\Delta}{\gamma} + \frac{1}{h_1}} \quad (26)$$

En admettant que $h_1 = 1$ (hypothèse n°7) et en choisissant une valeur de la constante psychrométrique γ (0,5 mm de Hg/°C), on arrive à définir une autre forme de l'équation combinée de Penman souvent trouvée dans la littérature, soit :

$$E = \frac{\Delta H + 0,5 E_a}{\Delta + 0,5} \quad (27)$$

8. CONCLUSION

L'évapotranspiration d'un sol nu, ou couvert de végétation, peut être obtenue par simple mesure anémométrique et psychrométrique à partir de l'équation (21). Par ailleurs, les hypothèses formulées au cours de l'analyse menant jusqu'à l'équation combinée de Penman ont permis à la FAO de définir une évapotranspiration standard, ET_0 .

En effet, l'évapotranspiration standard exprimée en millimètre d'eau par jour (mm/j) est définie par la FAO comme étant "le flux d'évapotranspiration d'une surface étendue de gazon vert, ayant une hauteur uniforme de 8 à 15 centimètres, poussant activement, ombrant complètement le sol et ne manquant pas d'eau" (Doorenbos, 1986).

Cette définition qui constitue une valeur de référence est une synthèse des hypothèses utilisées au cours de ce travail, à savoir :

- **Hypothèse n°1.** Lors de l'établissement du bilan radiatif, on tient compte des radiations à ondes courtes qui s'appliquent sur une surface dont la réflectivité est caractérisé par l'albédo. Dans la définition de l'évapotranspiration standard, le fait de spécifier que le *gazon est de couleur verte ombrant complètement le sol*, revient à choisir un albédo constant généralement considéré égal à 0,25. Cette valeur de référence permet la comparaison des résultats entre les méthodes de calcul et les stations expérimentales.

- **Hypothèses n°2 et 3.** Les hypothèses n°2 et 3 concernent le bilan énergétique global. En effet, l'hypothèse n°2 consiste à annuler le terme S , soit le flux d'emmagasinement de la chaleur dans le sol. Elle est basée sur le fait que sur une période de 24 heures, le gain diurne de chaleur du sol annule la perte nocturne. D'où l'obligation d'estimer l'évapotranspiration sur un jour complet, c'est-à-dire des millimètres par jour (mm/j). Si, en outre, la surface est *complètement couverte de gazon*, l'amplitude du flux de chaleur du sol est d'autant moins importante.

L'hypothèse n°3 consiste à négliger le terme M , soit le flux énergétique lié au métabolisme des plantes, et cela du fait que sa grandeur (5 %) est inférieure à la précision avec laquelle on peut estimer actuellement le bilan énergétique global. Pour limiter encore plus l'incidence du métabolisme, on veille à ce que le gazon ne dépasse pas une *hauteur de 8 à 15 centimètres*.

Sur une surface cultivée comme celle décrite dans la définition ci-dessus, l'estimation indépendante des termes restants dans l'équation (2), à savoir, H , le flux d'énergie en provenance des radiations solaire et terrestre, A , le flux de chaleur sensible, et E , le flux de chaleur latente, permet de valider expérimentalement les hypothèses n°2 et 3.

- **Hypothèse n°4.** Selon l'hypothèse n°4, étant donné que les transferts de vapeur dus à l'évaporation de l'eau du sol et de la transpiration par les plantes dans l'air sont supposés soumis aux mêmes effets de turbulence que ceux liés au flux de chaleur sensible de l'air, il a été possible de faire appel à la théorie de l'aérodynamique pour calculer le coefficient de turbulence à partir des seules mesures anémométriques et psychrométriques nécessaires à l'estimation de l'évapotranspiration (équation 21).

Pour que ces transferts de vapeur aient une importance proportionnelle suffisante, il

faut avoir une végétation qui *pousse activement* et donc, qui transpire, ainsi qu'un sol qui dispose d'une *quantité d'eau suffisante*.

• **Hypothèse n°5.** L'hypothèse n°5 stipule que seule la composante horizontale de la vitesse du vent est différente de 0. Cette hypothèse découle d'observations qui ont permis de constater que, dans la mince couche atmosphérique, les mouvements de l'air apparaissent pour la plupart parallèles à la surface évaporante.

C'est pour limiter l'effet de rugosité et avoir une vitesse de surface nulle ($u = u_1 = 0$ et hypothèse n°6) que s'inscrit dans la définition de l'évapotranspiration standard, le besoin d'avoir une végétation ayant une *hauteur uniforme* de 8 à 15 centimètres.

• **Hypothèses n°6 et 7.** L'hypothèse n°6 a été utilisée par Penman pour reconstituer la continuité de ses données manquantes de flux de chaleur latente, à partir du flux radiatif et du flux de chaleur sensible. Elle est à la base de l'équation combinée de Penman.

L'hypothèse n°7 explique la fin de la définition de l' ET_0 , car si la surface de gazon *ne manque pas d'eau*, son humidité relative est maximale et $h_1 = 1$ donne l'équation combinée de Penman sous sa forme la plus simple (équation 27).

Tous les mots impliqués dans la définition de l'évapotranspiration standard trouvent ainsi leur justification à travers les hypothèses de travail.

BIBLIOGRAPHIE

- Doorenbos J. (1986), "Les besoins en eau des cultures", *Bulletin FAO d'irrigation et de drainage*, n°24, FAO, Rome, 198 p.
- Hillel D. (1988), *L'eau et le sol : principes et processus physiques*, Academia, Louvain-la-Neuve, 288 p.
- Musy A. et Soutter M. (1991), *Physique du sol*, Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 335 p.
- Remenieras G. (1980), *L'hydrologie de l'ingénieur*, Eyrolles, Paris, 456 p.

Chapitre 5

BIOLOGIE DU SOL ET CYCLES BIOGÉOCHIMIQUES

Claude N. Chiang¹ et Brahim Soudi²

1. Unité AGRO/MBLA, Université catholique de Louvain, Belgique
2. Institut agronomique et vétérinaire Hassan II, Rabat, Maroc

Sommaire

1. Introduction

2. Les principaux organismes du sol

- 2.1. Les organismes de la faune du sol
- 2.2. Les organismes de la flore du sol

3. Les cycles biogéochimiques de transformations

- 3.1. Le cycle de l'azote
- 3.2. Le cycle du carbone
- 3.3. Le cycle du soufre
- 3.4. Le cycle du phosphore

4. Implications agronomiques et environnementales des cycles du carbone, de l'azote et du phosphore

- 4.1. Lixiviation des nitrates et pollution des eaux
- 4.2. Facteurs influençant la lixiviation des nitrates
- 4.3. Pollution nitrique des eaux souterraines
- 4.4. Phosphore et environnement
- 4.5. Gestion de la matière organique du sol

5. Conclusion

Bibliographie

BIOLOGIE DU SOL ET CYCLES BIOGÉOCHIMIQUES

1. INTRODUCTION

Le sol est “le produit de l’altération, du remaniement et de l’organisation des couches supérieures de la croûte terrestre sous l’*action de la vie*, de l’atmosphère et des échanges d’énergie qui s’y manifestent” (Aubert et Boulaine, 1967). De ce fait, dans l’étude d’un sol, en dehors des connaissances sur les trois constituants classiques (solide, liquide et gazeux), il faut prendre en compte une partie vivante constituée par les organismes de la flore et de la faune développés dans les “micro-habitats” du sol. Cette partie vivante, dont les réactions sont difficiles à quantifier, joue cependant un rôle essentiel dans la formation d’un sol et dans la détermination de sa “qualité”.

En effet, à court terme, la teneur en éléments que les plantes peuvent assimiler est conditionnée par la libération de composés minéraux de l’azote, du phosphore et du soufre, provenant de la biodégradation de complexes organiques. En plus de ces décompositions, les micro-organismes sont responsables des réactions d’oxydo-réductions, sur des éléments comme le Fe, le S, le NH_4 , etc., modulant ainsi les réserves de ces éléments dans le sol. A toutes ces transformations, on peut ajouter l’action des bactéries et des champignons symbiotiques dans la croissance des légumineuses et autres plantes arbustives.

A plus long terme, l’action des organismes vivants est tout aussi importante. Ainsi, par des modifications du pH de la solution du sol, à travers des réactions d’acidification, les micro-organismes contribuent à l’altération des roches, alimentant ainsi le sol en particules grossières et fines. Par des synthèses de nouvelles formes de matière organique, plus résistantes à la dégradation, les organismes vivants participent à la reconstitution des réserves organiques du sol. Ces réserves de néo-formation, les substances humiques, tout en stabilisant et améliorant les agrégats, modifient les propriétés physico-chimiques d’un sol, ce qui permet la formation de nouvelles structures. En plus donc de la fertilité, la formation d’un sol est aussi sous la dépendance de l’activité biologique (figure 5.1).

En dehors de leurs actions bénéfiques dans un contexte agricole, les organismes vivants du sol participent, de manière déterminante, à la dégradation des déchets multiples épandus sur le sol. Ces résidus vont des plus connus, comme les résidus de cultures, le fumier de ferme et le lisier des élevages industriels, aux plus complexes, comme les composts d’ordures ménagères, les boues des stations d’épuration d’eau et les sous-produits des industries. Là aussi, ils interviennent pour dégrader, absorber, recycler et filtrer une partie importante de ces déchets.

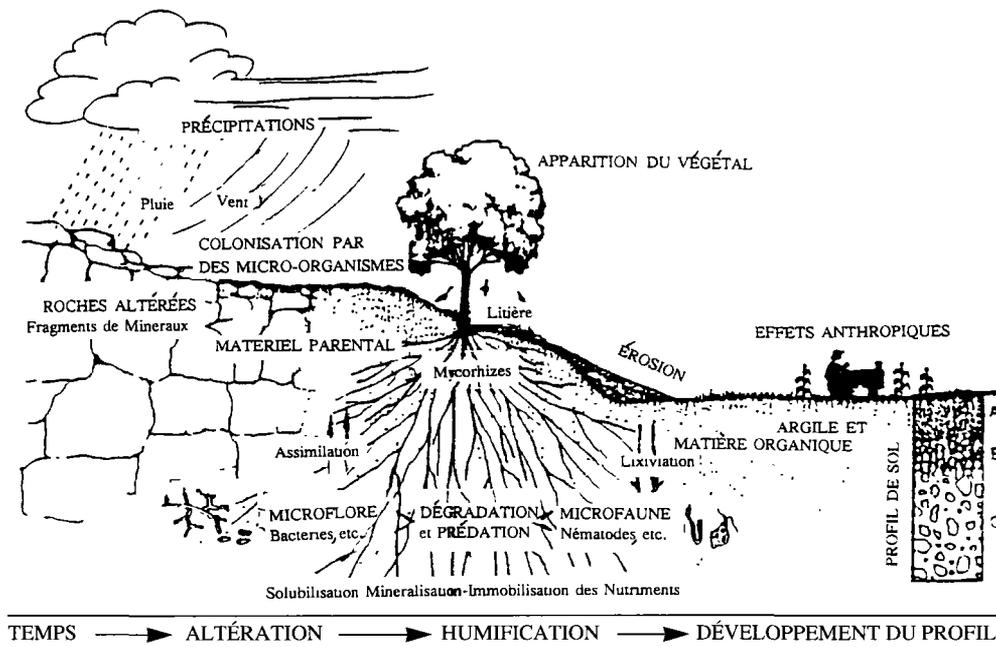


Figure 5.1. Illustration de l'activité biologique, y compris l'action humaine, ainsi que de l'action des facteurs climatiques, sur le matériel parental, conduisant à la formation du "sol".

Source : adapté de Paul E.A. and Clark F.E. (eds) (1989), *Soil Microbiology and Biochemistry*, Academic Press, San Diego, New York, Berkeley, p. 12.

Des divers exemples présentés plus haut, on voit que les organismes vivants interviennent non seulement dans l'alimentation des plantes et dans la formation du sol, mais jouent un rôle prépondérant dans le maintien de la qualité de l'environnement. C'est pourquoi l'étude d'un sol, basée sur l'examen de ses propriétés physiques, chimiques et/ou minéralogiques, doit être complétée par une étude biologique, et plus particulièrement par un examen plus détaillé des organismes et des micro-organismes qui y vivent, ainsi que des transformations dont ils sont les principaux agents.

Étant donné l'existence d'importants ouvrages récents en langue française traitant des sols dans leur dimension physico-chimique et minéralogique (par exemple : Chamayoux et Legros, 1989 ; Morel, 1989 ; Bonneau et Souchier, 1994), ce chapitre traitera essentiellement des développements classiques et récents relatifs à la biologie du sol. Une attention particulière est consacrée aux cycles biogéochimiques dont la connaissance est indispensable pour élaborer une pratique rationnelle de la fertilisation des cultures, plus particulièrement en ce qui concerne la gestion du cycle de l'azote.

Le but de la biologie du sol est précisément d'analyser les différentes actions des organismes sur les constituants du sol, sur les plantes, et les interactions existant entre les différentes communautés microbiennes. Elle a en outre pour objet l'étude des effets des facteurs abiotiques, tels que la température, l'humidité et l'aération etc., sur l'ensemble des transformations. Ces diverses actions/interactions sont schématisées dans la figure 5.2. L'examen de ce schéma permet de retrouver le concept fondamental de l'écologie qui peut s'énoncer de la manière suivante : dans un écosystème donné, les êtres vivants sont responsables de la modification des caractéristiques de l'environnement, mais réciproquement, ces êtres sont sous la dépendance directe des variations des facteurs de cet environnement.

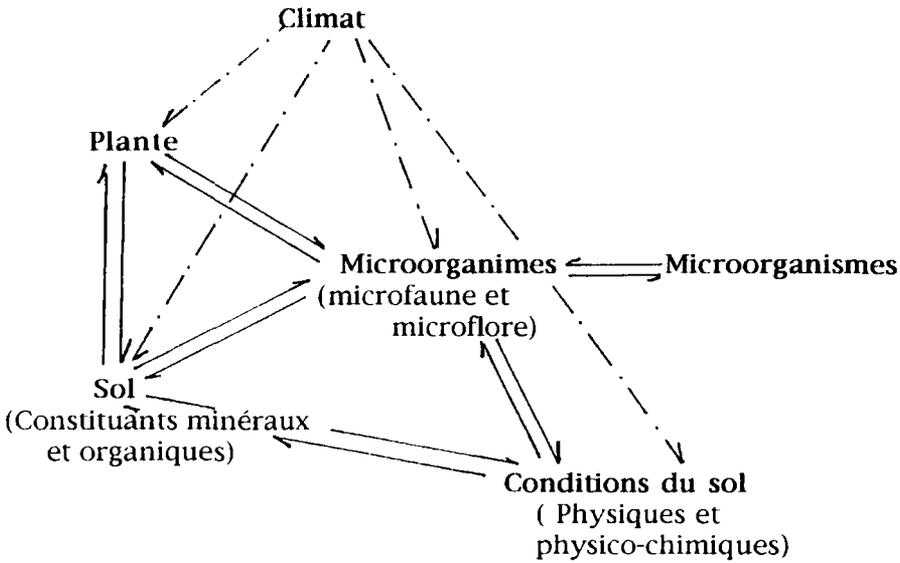


Figure 5.2. Interactions entre micro-organismes du sol et les divers constituants de l'écosystème sol-plante, sous l'influence des facteurs du climat et des conditions du sol.

Source : adapté de Dommergues Y. (1968), *La Biologie des sols*, coll "Que sais-je ?", PUF, Paris, p 6

2. LES PRINCIPAUX ORGANISMES DU SOL

La partie vivante du sol est constituée par des organismes appartenant aussi bien au règne animal que végétal. Cependant, comparée aux constituants solides et liquides, elle apparaît plus hétérogène et plus complexe.

On peut se faire une idée de cette hétérogénéité en songeant au nombre de micro-habitats délimités par les agrégats et micro-agrégats du sol, ainsi qu'aux multiples substrats nutritifs qui s'y trouvent.

Quant à la complexité de cet ensemble, elle est surtout liée aux caractères cosmopolites et ubiquistes de ces populations. C'est pourquoi il est souvent difficile d'isoler et/ou de restituer l'action d'un individu dans son cadre naturel. L'étude des activités s'attachera donc plus à examiner des fonctions plus globales qui sont le fait d'un ensemble d'organismes souvent très différents.

Dans ce qui suit, une présentation succincte des grandes communautés d'organismes qui vivent dans le sol, et par le sol, sera faite. Cette présentation doit être considérée plus comme un inventaire rapide que comme une étude systématique.

2.1. Les organismes de la faune du sol

Le tableau 5.1. présente les organismes de la faune les plus souvent rencontrés dans les sols. A ces populations on aurait pu ajouter les petits mammifères rongeurs ou insectivores, mais cela nous éloignerait des préoccupations des biologistes et des microbiologistes du sol.

Tableau 5.1. La faune du sol classée selon la taille des organismes.

Taille	Exemples d'organismes représentatifs	Appellation
> 2 mm	<ul style="list-style-type: none"> • Larves de coléoptères et de diptères • Diplopoies et isopodes • Enchytreides (vers blancs) • Lombricides 	Macrofaune
de 0,2 mm à 2 mm	<ul style="list-style-type: none"> • Nématodes • Collemboles • Acariens 	Mésafaune
< 0,2 mm	<ul style="list-style-type: none"> • Protozoaires¹ Amibes Ciliés Flagellés 	Microfaune

¹ Classés ici dans la faune du fait de leur mobilité et de leur incapacité à la photosynthèse (excepté les *Euglena*)

Le regroupement par la taille des organismes, est surtout réalisé dans un but pratique, car il n'est pas rare de trouver des animaux d'un groupe aussi bien dans la mésafaune que dans la macrofaune. C'est le cas notamment des arthropodes qui sont aussi divisés en micro et macro-arthropodes.

2.1.1. Quantités et distribution

Le dénombrement des animaux rencontrés par mètre carré dans un sol de prairie d'Europe montre qu'en termes de composition les plus nombreux sont représentés par les nématodes (120 millions), suivis par les arthropodes qui sont en un plus grand nombre d'espèces parmi lesquelles les acariens sont les plus nombreux. Ces faits sont observés de manière assez courante dans les sols tempérés. Il va sans dire que les chiffres varient d'un sol à un autre, d'une saison à une autre, et bien souvent, dans un même sol, d'un point d'observation à un autre. De plus, suivant les méthodes d'estimation, des différences importantes dans les résultats peuvent être rencontrées. C'est pourquoi, au lieu du nombre d'organismes par mètre carré il est plus intéressant de connaître leur biomasse, c'est-à-dire le poids en organismes vivants par unité de surface. Cette quantification permet en outre une estimation de la quantité de matière organique due aux organismes vivants dans un sol.

Ainsi, en termes de biomasse globale, dans un sol forestier tempéré, on a trouvé 96 g/m², soit 960 kg/ha. Cette biomasse reste cependant inférieure à celle des micro-organismes tels que les bactéries ou les microchampignons, qui peut atteindre des valeurs de 7 à 10 t/ha.

Quant à la distribution de ces animaux dans le sol, on les trouve surtout dans les couches superficielles de 10 à 15 cm. Toutefois, les espèces fouisseuses peuvent s'enfoncer jusqu'à 2 m et plus. C'est le cas des vers de terre et de certains nématodes.

2.1.2. Besoins nutritionnels et activité des populations principales

Dans ce qui suit, une description succincte des besoins nutritionnels des organismes et par voie de conséquence de leurs activités de transformation sera faite, en nous limitant aux plus importants en nombre ou en action sur les propriétés du sol.

• **Les animaux faisant partie des arthropodes.** Ces animaux sont les plus représentés, en termes d'espèces dans le sols. Parmi eux, les plus répandus sont les acariens et les collemboles.

Les **acariens** sont surtout nombreux sur les litières et se présentent comme des "prédateurs" en se nourrissant de microchampignons et de bactéries. De ce fait, ils interviennent dans la chaîne de décomposition de la matière organique, en agissant sur le nombre des agents principaux. Subsidiairement ils jouent aussi un rôle important dans la réduction mécanique des débris végétaux et dans leur transport.

Les **collemboles** constituent la seconde population en nombre, parmi les arthropodes. Ce sont surtout des saprophytes et ils contribuent de manière importante à la décomposition des résidus de végétaux en les fractionnant finement.

Quant aux autres arthropodes du sol, notamment les **diplopedes**, et certains ordres d'insectes tels que les **diptères**, les **coléoptères** et les **hyménotères** (fourmis), ils sont en nombre beaucoup plus restreint, mais jouent cependant un rôle non négligeable dans la décomposition mécanique des débris organiques, produisant ainsi un substrat beaucoup plus facile à transformer par les micro-organismes du sol.

Un mot cependant des **termites** qui font partie des **isoptères** et que l'on rencontre dans la plupart des sols intertropicaux. Ce sont des organismes qui jouent un rôle actif dans la fertilité physique et chimique des sols en régions équatoriales et tropicales. Ce rôle est rendu possible par leur nombre (2 millions/termitière), mais aussi par l'étendue de leur activité. En effet, ils mélangent et transportent la matière organique dans les horizons du sol, tout en étendant cette activité dans l'espace (exemple de rayon d'action : 6 000 m²) où ils contribuent à décomposer de larges quantités de matières organiques, notamment de la cellulose.

• **Les animaux, autres que les arthropodes, les plus importants.** Parmi ces animaux, il faut citer les **annélides**, notamment les vers de terre qui participent directement à des transformations physiques et physico-chimiques dans les sols. En se nourrissant de débris végétaux qu'ils ingèrent mélangés à la terre, ils contribuent à mélanger des micro-organismes avec les débris végétaux prédigérés. D'autre part, ils entraînent aussi les matières organiques de la surface du sol dans des galeries profondes, pour les rejeter ensuite sous forme de turricules (leurs excréments) à la surface. Ces rejets constituent des agrégats riches en matière organique humifiée et de ce fait sont plus stables. C'est dans ces deux activités, formation d'agrégats "riches" et stables, ainsi que dans la construction de galeries, que les vers de terre contribuent à l'amélioration du drainage et de l'aération des sols.

En dehors des annélides, les **nématodes** constituent le groupe le plus nombreux et le plus ubiquiste des animaux du sol. Du point de vue nutritionnel, certains sont phytophages et causent ainsi d'importants dégâts dans les parties souterraines des plantes. Par contre, dans la majorité ils sont des mycophages ou des bactériophages, ils contribuent ainsi à une régulation des populations microbiennes des sols.

2.2. Les organismes de la flore du sol

A côté de la végétation, développée en surface du sol, une multitude d'organismes microscopiques appartenant aussi à la flore se rencontre pratiquement dans tous les échantillons de sol. Caractérisée par sa diversité et son nombre, cette population se

compose principalement des bactéries, des microchampignons, des actinomycètes, des algues et des protozoaires (tableau 5.2).

Tableau 5.2. Numération des micro-organismes dans un sol de la rhizosphère d'un blé de printemps et dans le sol voisin servant de témoin.

Micro-organismes	Sol de la rhizosphère	Sol témoin
Bactéries	$1\,200 \times 10^6$	53×10^6
Actinomycètes	46×10^6	7×10^6
Champignons	12×10^5	1×10^5
Protozoaires	24×10^2	10×10^2
Algues	5×10^3	27×10^3
Groupes physiologiques des bactéries		
Ammonifiants	500×10^6	4×10^6
Producteurs de gaz	39×10^4	3×10^4
Anaérobies	12×10^6	6×10^6
Dénitrifiants	126×10^6	1×10^5
Cellulolytiques		
aérobies	7×10^5	1×10^5
anaérobies	9×10^3	3×10^3
Azotobacters	$< 1\,000$	$< 1\,000$
Autres bactéries		
Sporulantes	930×10^3	575×10^3
Type " <i>Radiobacters</i> "	17×10^6	1×10^4

Source : d'après Gray T.R. and Williams S.T. (1971), in *Elements of Microbiology*, Pelczar M.J., Jr. and Chan E.C.S. (eds) (1981), McGraw-Hill, New York, p. 587.

Comme pour les populations de la microfaune, certains de ces micro-organismes peuvent jouer un rôle néfaste sur la végétation comme pathogènes, d'autres au contraire sont essentiels dans la production des composés nutritifs nécessaires à la croissance des plantes. Dans les paragraphes suivants, nous nous attacherons plus particulièrement à décrire les caractéristiques générales des populations les plus importantes.

2.2.1 Les bactéries

Ces micro-organismes constituent le groupe le plus important en nombre, alors qu'ils sont les plus petits en taille. En effet, ils ne dépassent que rarement 0,5 à 1 μm en diamètre et 2 μm en longueur. Cependant, ils jouent un rôle primordial dans les transformations multiples et complexes des constituants organiques et minéraux du sol.

• **Classification.** En termes de classification, on a tenté de les regrouper sur des critères *morphologiques*, d'après les observations en microscopie directe. On obtient ainsi :

- les cocci de 0,5 μm de diamètre ;
- les bâtonnets de 0,5 μm de diamètre avec 1 à 3 μm de longueur ;
- les vibrions qui sont des bâtonnets incurvés ;
- les bâtonnets ramifiés, longs, ou fins, avec moins de 0,5 μm de diamètre ;

A ces formes et dimensions différentes, la capacité de former des spores, cas des *Bacillus* et des *Clostridium*, a aussi été prise comme critère de distinction.

Cependant, cette classification morphologique souffre d'une assez grande variabilité. Suivant les conditions du milieu, la même bactérie peut prendre des formes

différentes. C'est pourquoi, d'autres regroupements, basés sur les critères *nutritionnels et physiologiques*, ont été tentés. Ces derniers critères offrent respectivement l'avantage de préciser, quelque peu, les besoins en constituants nutritifs et le type de transformation(s) qu'une, ou un groupe de bactéries, peut assurer.

Ainsi sur le plan *nutritionnel*, les bactéries, comme les autres micro-organismes, sont divisées en deux grandes catégories :

- les bactéries **autotrophes**, capables de se développer à partir d'un milieu purement minéral, en utilisant le CO₂ comme seule source de carbone ;
- les bactéries **hétérotrophes** qui se développent sur des milieux organiques, contenant des composés plus ou moins complexes.

Cette classification simple a été affinée par la suite, en définissant la source principale d'énergie utilisée et la nature du donneur d'électrons qui peut être un composé organique ou minéral. Ce qui donne les groupes suivants :

- les **photo-lithotrophes**, bactéries qui utilisent l'énergie des radiations lumineuses et des composés minéraux comme donneurs d'électrons. C'est le cas des bactéries photosynthétiques qui utilisent des sulfures comme donneurs d'électrons ;
- les **photo-organotrophes**, bactéries photosynthétiques qui utilisent des composés organiques tels que l'acide acétique, comme donneurs d'électrons ;
- les **chimio-lithotrophes**, bactéries qui utilisent l'énergie dégagée par les réactions d'oxydo-réduction et des composés minéraux spécifiques comme donneurs d'électrons, tels que l'ammonium, le sulfure, le fer ferreux ou l'hydrogène gazeux. Ce sont des autotrophes typiques ;
- les **chimio-organotrophes**, la source d'énergie est une réaction d'oxydo-réduction organique et le donneur d'électron aussi. Ce sont des hétérotrophes typiques.

• **Distribution et importance de la biomasse.** Les populations bactériennes se distribuent dans le sol suivant la distribution de la matière organique. Ceci en raison du caractère chimio-organotrophe de la majorité des bactéries. Ainsi, c'est sous couvert forestier et en présence d'une matière organique facilement décomposable que l'on a dénombré les populations les plus importantes. De même au contact des racines de plantes et se nourrissant de leurs exudats, les bactéries sont plus nombreuses que dans le sol avoisinant.

L'importance des populations bactériennes peut être estimée à partir des méthodes classiques de numération utilisées en microbiologie. C'est-à-dire les numérations de bactéries par microscopie directe, les comptages de colonies formées sur un milieu solide après inoculation avec une suspension diluée de sol, ou l'examen de la croissance dans des tubes de milieu liquide inoculé de la même manière. Les populations ainsi comptabilisées à partir des deux dernières méthodes, vont de 10⁶ à 10⁸/g de sol, avec dans certains cas exceptionnels, 10¹⁰/g.

Cependant, en fonction des milieux artificiels employés, seules les bactéries capables de se développer sur ces milieux sont comptabilisées. Ainsi, en règle générale, c'est une sous-estimation des populations qui est réalisée. De ce fait, grâce à l'amélioration des méthodes biocidales, l'importance des populations microbiennes est évaluée préférentiellement à partir de leur biomasse, c'est-à-dire la masse des micro-organismes vivants par unité de poids ou de surface de sol. Des biomasses

de l'ordre de 2t/ha dans les sols "pauvres" et de 7t/ha à 10t/ha dans les sols "riches", ont ainsi été mesurées.

Tableau 5.3. Classification nutritionnelle des micro-organismes, sur la base de la source d'énergie et de la nature du donneur d'électron¹.

	Donneur d'électrons minéral Lithotrophes	Donneur d'électrons organique Organotrophes
Énergie électromagnétique Phototrophes	Photolithotrophes Plantes vertes Algues Bactéries sulfureuses pourpres (Thiorhodacées) Bactéries sulfureuses vertes (Chlorobatiériacées) <i>Exemple</i> Réaction de photosynthèse $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow (\text{CH}_2\text{O}) + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$ (le donneur d'électrons est H_2O)	Photo-organotrophes Bactéries pourpres non sulfureuses (Athiorhodacées)
Énergie chimique Chimiotrophes	Chimiolithotrophes Bactéries nitrifiantes Bactéries sulfo-oxydantes Ferrobactéries Bactéries hydrogène-oxydantes <i>Exemple.</i> Réaction de nitrification $\text{NH}_4^+ + \frac{3}{2} \text{O}_2 \rightarrow \text{NO}_2^- + \text{H}_2\text{O} + 2 \text{H}^+$ (le donneur d'électrons est NH_4^+ ; l'accepteur d'électrons est O_2)	Chimio-organotrophes Animaux Végétaux non chlorophylliens Micro-organismes hétérotrophes <i>Réaction générale :</i> $\text{DH}_2 + \text{A} \rightarrow \text{D} + \text{AH}_2$ (DH_2 et D sont les états initial et final du donneur d'électrons organique, A et AH_2 sont les formes oxydée et réduite de l'accepteur d'électrons)

1. Suivant la nature des composés accepteurs d'électrons, on a les réactions suivantes

- respiration : l'oxygène est l'accepteur final d'électrons ;
- respiration anaérobie : l'accepteur final est le nitrate, le sulfate... ;
- fermentation : l'accepteur final est un composé organique.

Source : selon Dommergues Y. et Mangenot F. (eds) (1970), *Écologie microbienne des sols*, Masson, Paris, p. 15.

Le tableau 5.3. illustre de manière synthétique ces divers groupes d'organismes. Pour les bactéries chimio-organotrophes, en outre, des milieux de cultures qui vont des plus simples aux plus complexes ont été testés. Ces bactéries peuvent ainsi se développer sur :

- un milieu de base contenant du sucre, de l'azote minéral et des sels minéraux ;
- un milieu de base plus des acides aminés ;
- un milieu contenant à la fois des acides aminés et des facteurs de croissance (vitamines B) ;
- un milieu constitué par un extrait de sol ;
- un milieu constitué par un extrait de levure ;
- un milieu composé par le mélange des deux derniers extraits.

Ces tests de cultures ont permis de mieux connaître les pouvoirs de synthèse, très différents, des chimio-organotrophes.

Sur la base des critères *physiologiques*, ou *écologiques*, plus illustratifs des transformations du sol, on a regroupé des bactéries, quelquefois très différentes, mais

capables d'une même biodégradation ou de biosynthèse à partir d'un substrat déterminé. On trouve, par exemple, dans le sol :

- les ammonifiants qui représentent un groupe capable de transformer les composés organiques azotés jusqu'au stade de l'ammonium ;
- les fixateurs libres d'azote qui sont des bactéries hétérotrophes, capables de se multiplier dans un sol en satisfaisant leur besoin en azote par une fixation libre du N atmosphérique ;
- les sulfo-oxydants qui regroupent les bactéries capables d'oxyder le soufre et les sulfures jusqu'au stade du sulfate.

2.2.2. Les actinomycètes

Ces micro-organismes sont reliés morphologiquement aux micro-champignons du sol par leur formation mycélienne. Cependant, l'examen de leurs constituants cellulaires montre qu'ils se rapprochent plus des bactéries que des champignons. En effet, leur appareil nucléaire est primitif. Leurs parois cellulaires sont composées, comme chez les bactéries, de sucres, d'amino-sucres et d'acides aminés. Tandis que chez les champignons, ces parois sont surtout constituées de chitine et de cellulose. En outre, le diamètre des filaments d'actinomycètes qui est de l'ordre de 1 à 1,5 μm se rapproche plus de la taille d'une bactérie en bâtonnet que de celle d'un filament de champignon.

Bien que la plupart des actinomycètes soient d'origine tellurique, les genres les plus connus et les plus représentés sont le genre *Streptomyces*, 70 à 90 % de l'ensemble des actinomycètes du sol, suivi du genre *Nocardia*. Malgré leur quantité plus restreinte, comparée à celle des bactéries, quelque dix fois moins, les actinomycètes jouent un rôle particulièrement important dans la transformation des composés organiques difficilement dégradables par les autres micro-organismes.

L'intérêt des chercheurs s'est aussi porté sur leur capacité de produire des antibiotiques, et des vitamines. Quelque 500 antibiotiques ont été isolés à partir des actinomycètes, dont les plus connus sont la streptomycine, l'auréomycine, la terramycine et la néomycine.

2.2.3. Les champignons

Les champignons du sol ou plus précisément les microchampignons du sol constituent une population caractérisée par une biomasse égale, sinon supérieure à celle des bactéries. Les milieux gélosés employés pour leur étude sont limités par le fait qu'ils favorisent plus les espèces sporulantes, et font penser de ce fait qu'il existe encore des espèces non connues dans le sol.

Ce sont des protistes eucariotes qui se présentent morphologiquement en organismes filamenteux. Ces filaments, ou hyphes, sont communément cloisonnés et forment le mycélium qui donne dans les cultures sur milieu solide un aspect cotonneux aux colonies.

En termes d'importance, la population fongique dans le sol peut atteindre de manière courante des biomasses de 100 à 1 000 kg/ha, bien que dans les comptages de populations microbiennes sur milieu gélosé, les champignons apparaissent souvent en nombre inférieur à celui des bactéries.

Comme pour ces dernières, la distribution des champignons suit celle des substances

organiques du sol. Ce sont des chimio-organotrophes principalement. Dans les populations du sol on trouve des champignons parasites, agents pathogènes des plantes ou des animaux et de nombreux saprophytes. Cependant, il existe aussi des champignons symbiotiques capables de favoriser la croissance des végétaux par la formation d'associations plante-champignon appelées **mycorhizes** (voir chapitre 11).

2.2.4. Les algues

Ce sont des micro-organismes aquatiques et photosynthétiques, que l'on rencontre dans les sols inondés, notamment dans les rizières. Cependant, il est vraisemblable que les algues telles que les algues vertes et algues bleues, ainsi que certaines diatomées, soient capables de se développer dans des sols suffisamment humides.

Du point de vue de leur importance quantitative, leur biomasse peut aller de quelques kg/ha à des centaines de kg/ha contribuant ainsi à un appoint en matière organique, notamment sous forme d'azote organique. On les rencontre surtout dans l'horizon de surface, là où la captation des rayons lumineux est encore possible.

2.2.5. Les protozoaires

Bien que classés dans le règne animal, en raison de leur mobilité et de leur incapacité à la photosynthèse (excepté les *Euglena*), les protozoaires sont des protistes eucaryotes, semblables aux champignons et aux algues.

D'une manière générale, ce sont des organismes aquatiques, bien qu'un nombre non négligeable puisse se développer normalement dans les sols et constitue ainsi une partie de sa biomasse.

Les trois classes principales rencontrées dans le sol sont : la classe des *Sarcodina*, ou rhizopodes, représentée par les amibes et les testacés ; la classe des *Mastigophora*, ou flagellés, enfin la classe des *Ciliophora*, ou ciliés.

Du point de vue nutritionnel, on distingue les protozoaires saprophytes qui se nourrissent de substances organiques solubles, des protozoaires holozoïques qui ingèrent les particules solides notamment les bactéries, les levures, voire même d'autres protozoaires. Dans le sol, les protozoaires se distribuent suivant la répartition d'autres micro-organismes, notamment celle des bactéries qui constituent un substrat pour bien des espèces. Leur importance numérique reste faible. Ainsi, on rencontre des populations de l'ordre de 10^3 à 10^5 unités par gramme de sol, soit des biomasses qui vont de 5 à 10 kg/ha.

2.2.6. Les virus

Les virus sont des organismes non cellulaires. Ils ne sont pas les habitants normaux du sol, car ce sont des parasites intracellulaires stricts des animaux et des végétaux. Cependant, amenés dans le sol après la mort de ces derniers, ils peuvent s'y conserver pendant des périodes prolongées.

Les microbiologistes du sol ont été surtout intéressés par les virus intervenant dans l'équilibre des populations microbiennes, notamment les parasites des bactéries, des actinomycètes et des cyanophycées, respectivement les batériophages, les actinophages et les cyanophages.

3. LES CYCLES BIOGÉOCHIMIQUES DE TRANSFORMATION

Dans le sol, le rôle le plus important joué par les micro-organismes est d'assurer les transformations de divers constituants chimiques en produisant des composés assimilables par la plante, ou à l'inverse en incorporant certains éléments minéraux dans des constituants cellulaires et dans des substances organiques nouvelles.

Au cours de ces transformations, un nombre non négligeable de changements en produits a lieu, suite à l'intervention d'un groupe de micro-organismes, ou d'un micro-organisme spécifique. Ces divers changements, ou ces séquences de transformations, peuvent être présentés comme un processus cyclique qui débute par une série de réactions métaboliques assurées par un groupe de micro-organismes qui amènent un élément de l'état minéral vers l'état organique. Ensuite, ces substances organiques nouvellement formées sont biodégradées à leur tour par un autre groupe de micro-organismes, conduisant à la production de composés minéraux. Le processus peut alors recommencer à nouveau.

Ces transformations sont définies comme des **cycles biogéochimiques de transformations**. Bio, car ce sont des organismes vivants qui sont les agents principaux. Géo, car elles ont lieu dans le sol. Les transformations de composés carbonés, azotés, phosphorés et soufrés sont ainsi décrites par des cycles biogéochimiques. Parmi eux, celui qui a fait l'objet d'études détaillées est le cycle de l'azote.

3.1. Le cycle de l'azote

3.1.1. Description du cycle

Du fait de son rôle dans la croissance des plantes, le cycle de l'azote a attiré, et attire encore, le plus d'attention des microbiologistes et des chercheurs du domaine agricole. Les diverses séquences de transformation sont résumées dans la figure 5.3.

Ainsi partant de l'azote atmosphérique N_2 , les différentes étapes de transformation sont les suivantes :

- Fixation de l'azote gazeux. Cette fixation est le fait de bactéries symbiotiques ou de bactéries fixatrices libres d'azote. Le tableau 5.4. donne quelques exemples de bactéries capables d'assurer cette fonction. Le résultat principal de ces fixations est l'incorporation de l'azote élémentaire dans les cellules des végétaux ou des micro-organismes.
- Formation de tissus végétaux et animaux. De la fixation d'azote, notamment symbiotique, une formation de tissus végétal a lieu. Elle sera par la suite consommée par des animaux herbivores qui vont l'utiliser pour la production de tissus animaux. Ces herbivores à leur tour seront consommés par les carnivores qui produiront d'autres tissus.
- Production de déchets organiques. Les plantes, par les racines, tiges et feuilles, et pour une part moindre les animaux, par les déjections et/ou les cadavres, seront les principaux producteurs de ces déchets.
- Dégradation des déchets organiques. Les déchets provenant de la séquence précédente, sous l'action des organismes de la microfaune et de la microflore sont dégradés en des composés organiques qui n'ont plus de formes particulières. Le résultat principal est la formation de la **matière organique du sol**, au sens pédologique du

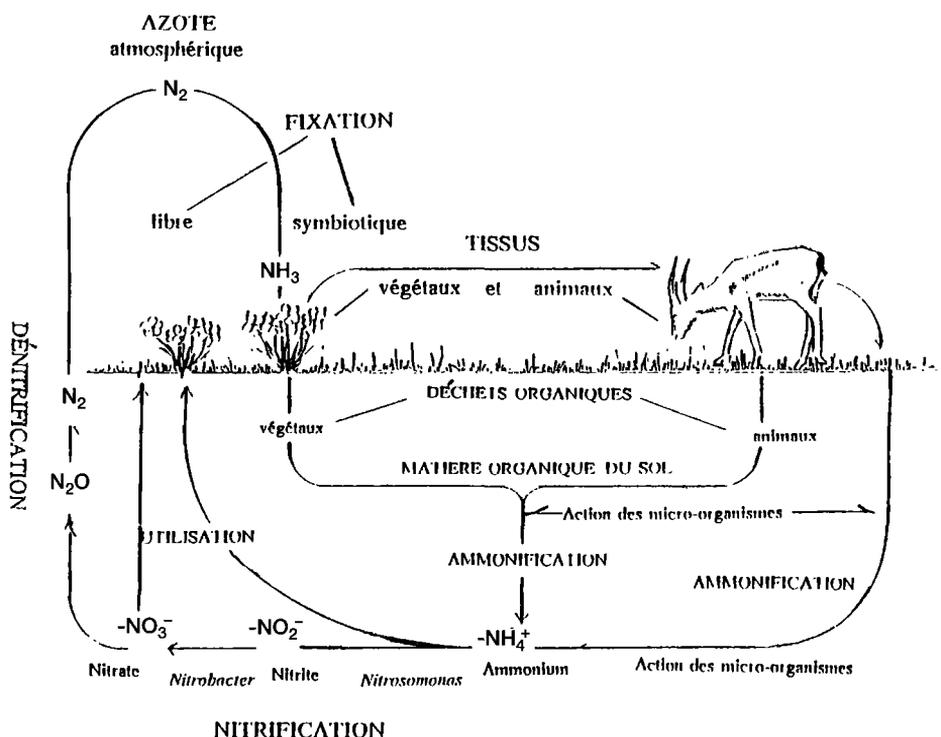


Figure 5.3. Cycle simplifié de l'azote.

Source : adapté de Alcamo I.E. (1987), *Fundamentals of Microbiology*, Benjamin/Cummings Pub. Compagny, Menlo Park, California, USA, p. 842.

terme, c'est-à-dire une substance organique, d'origine animale et surtout végétale, qui n'a plus de forme reconnaissable, et qui est dosée dans un échantillon de sol tamisé à 0,5 mm.

- **Ammonification.** Cette séquence de transformations de la matière organique azotée en matière minérale est assurée par un ensemble de micro-organismes aussi bien aérobies qu'anaérobies. On l'appelle aussi la **minéralisation de l'azote**. Le résultat est la production de l'ammonium ou l'azote ammoniacal, noté N-NH_4^+ .

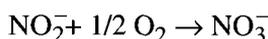
- **Nitrification.** Elle consiste en la conversion de l'ammonium en nitrate, en passant par la formation intermédiaire du nitrite. Les principales bactéries capables d'assurer cette conversion sont des chimio-lithotrophes (autotrophes typiques) et aérobies obligatoires (tableau 5.5).

Les deux étapes de transformation sont illustrées par les réactions suivantes :

– Les bactéries nitreuses telles que *Nitrosomonas* vont transformer l'ammonium en nitrite suivant la réaction :



– Les bactéries nitriques comme *Nitrobacter* transformeront ensuite les nitrites en nitrate suivant la réaction :



7. Dénitrification. Cette transformation est la conversion en milieu anaérobie de l'azote nitrique, et éventuellement nitreux, en gaz azotés N_2O et N_2 , ce qui boucle le cycle. L'équation générale de transformation est la suivante :

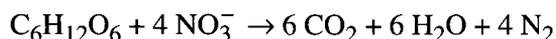


Tableau 5.4. Bactéries fixatrices de l'azote atmosphérique.

Type de fixation	Phototrophes	Chimiotrophes
Fixation libre aérobie	Cyanobactéries	Groupe d' <i>Azotobacter</i> <i>Mycobacterium</i> Oxydants de méthane <i>Thiobacillus</i>
Fixation libre anaérobie	Cyanobactéries Bactéries pourpres Bactéries vertes	<i>Clostridium</i> <i>Klebsiella</i> <i>Bacillus</i> <i>Desulfovibrio</i> <i>Desulfotomaculum</i> Bactéries méthanogènes
Symbiotique aérobie	Cyanobactéries (+ champignons, fougères)	<i>Rhizobium</i> (+ légumineuses) <i>Azospirillum</i> (+ graminées) <i>Frankia</i> (+ aulne)
Symbiotique anaérobie	Inconnu	<i>Citrobacter</i> (+ termites)

Source : d'après Stanier et al. (1986), *The Microbial World*, Prentice-Hall, Engelwood Cliffs, New Jersey, 5^e édition, p. 551

Tableau 5.5. Liste des bactéries chimiolithotrophes responsables de la nitrification.

Genres	Espèces	Habitat
Oxydants d'ammonium en nitrite		
<i>Nitrosomonas</i>	<i>europaea</i>	Sol, eau, effluent urbain
<i>Nitrospira</i>	<i>briensis</i>	Sol
<i>Nitrosococcus</i>	<i>nitrosus</i>	Mer
	<i>oceanus</i>	Mer
	<i>mobilis</i>	Sol
<i>Nitrosovibrio</i>	<i>tenuis</i>	Sol
Oxydants de nitrite en nitrate		
<i>Nitrobacter</i>	<i>winogradskyi</i>	Sol
	(<i>agilis</i>) ¹	Sol, eau
<i>Nitrospira</i>	<i>gracilis</i>	Mer
<i>Nitrococcus</i>	<i>mobilis</i>	Mer

1. *N. winogradskyi* comprenait, avant la 8^e édition, deux sérotypes, l'un d'eux était référé comme *N. agilis*.

Source : synthèse réalisée à partir de *Bergey's Manual of Determinative Bacteriology*, 8^e édition (1974) par Paul E.A. and Clark F.E. (eds) (1989), *op. cit.*, p. 141.

Il s'agit d'une réaction de transformation qui est le fait des chimio-organotrophes, cas de la majorité des micro-organismes dénitrificateurs. Cependant, il faut signaler les dénitrifications assurées par des bactéries chimiolithotrophes comme le *Thiobacillus dénitrificans* qui oxyde le soufre en utilisant le nitrate comme accepteur d'électrons, ou comme *Micrococcus dénitrificans*, un autotrophe facultatif qui oxyde l'hydrogène au dépens du nitrate.

3.1.2. Conséquences pratiques du cycle interne de l'azote

Toutes les séquences de transformation dans le cycle interne ont une influence sur la dynamique de l'azote. Cependant nous insisterons plus particulièrement sur les conséquences des processus d'immobilisation et de minéralisation.

- Ces deux derniers processus sont d'autant plus importants qu'ils sont à la base du raisonnement de la fertilisation d'un sol. En effet, lorsqu'on veut connaître la quantité d'azote à ajouter à un sol pour obtenir un rendement donné d'une culture, il faut absolument tenir compte de la fourniture du sol à travers les processus de minéralisation. De ce fait une teneur en N-minéral déterminée dans un dosage ponctuel, c'est-à-dire sur un échantillon prélevé à un instant donné, ne représente que la différence entre les processus de minéralisation et d'immobilisation au moment du prélèvement. Dans le cas où cette différence évolue avec le temps vers une augmentation de l'azote minéral dans le sol, c'est une **minéralisation nette** qui a lieu. Dans le cas contraire, lorsque la teneur en N-minéral diminue, on est en présence d'une **immobilisation nette**. Dans le premier cas de figure, l'apport en engrais pourra être diminué de la teneur libérée dans le sol. Par contre, dans le deuxième cas, les quantités d'azote à apporter devront être augmentées afin de compenser la part d'azote détournée par l'immobilisation.

Pour prédire lequel des deux processus sera le plus important, on a recours à la valeur du rapport des teneurs en C total et en N total d'un substrat organique incorporé au sol. On admet ainsi que pour une valeur de C/N inférieure à 20-25, une minéralisation nette peut avoir lieu.

- De ce qui précède, le problème du *dosage de l'azote* dans les sols mérite d'être souligné. Comme on vient de le voir, les teneurs en azote dans le sol, plus particulièrement celles de l'azote minéral, sont sous la dépendance directe de l'activité microbienne. De ce fait tout changement de conditions du milieu qui a un impact sur cette activité se répercute immédiatement sur ces teneurs. Au cours du temps, ces changements sont aussi difficiles à prévoir. Le dosage de l'azote dans un sol suppose, de ce fait, une définition de l'objectif recherché. De là, on peut se demander si la (les) forme(s) d'azote dosée(s) classiquement répond(ent) bien à cet objectif. Trois formes d'azote au moins peuvent être déterminées expérimentalement : l'azote **total**, ou l'azote Kjeldahl ; l'azote **minéral**, somme de l'azote ammoniacal et nitrique ; l'azote **minéralisable**, ou l'azote **potentiellement minéralisable**. Il va sans dire qu'une répétition dans le temps du (des) dosage(s) doit être envisagée impérativement.

3.2. Le cycle du carbone

De tous les cycles biogéochimiques, le cycle du carbone est sans aucun doute le plus important, tant du point de vue quantitatif que du point de vue complexité. En effet, en dehors de la masse de carbone provenant du CO₂ de l'air, on doit y intégrer toutes les formes de matière carbonée appartenant à divers écosystèmes.

De plus, dans le sol, une majorité de micro-organismes de la flore et de la faune tirent leur principale source nutritive des transformations de composés organiques carbonés, des plus simples comme le sucre, aux plus complexes comme les lignines.

Comme pour le cycle de l'azote, nous décrirons, pour commencer, une forme simplifiée du cycle de transformation afin de dégager les étapes les plus importantes sur le plan de la biologie du sol et sur le plan agronomique (figure 5.5).

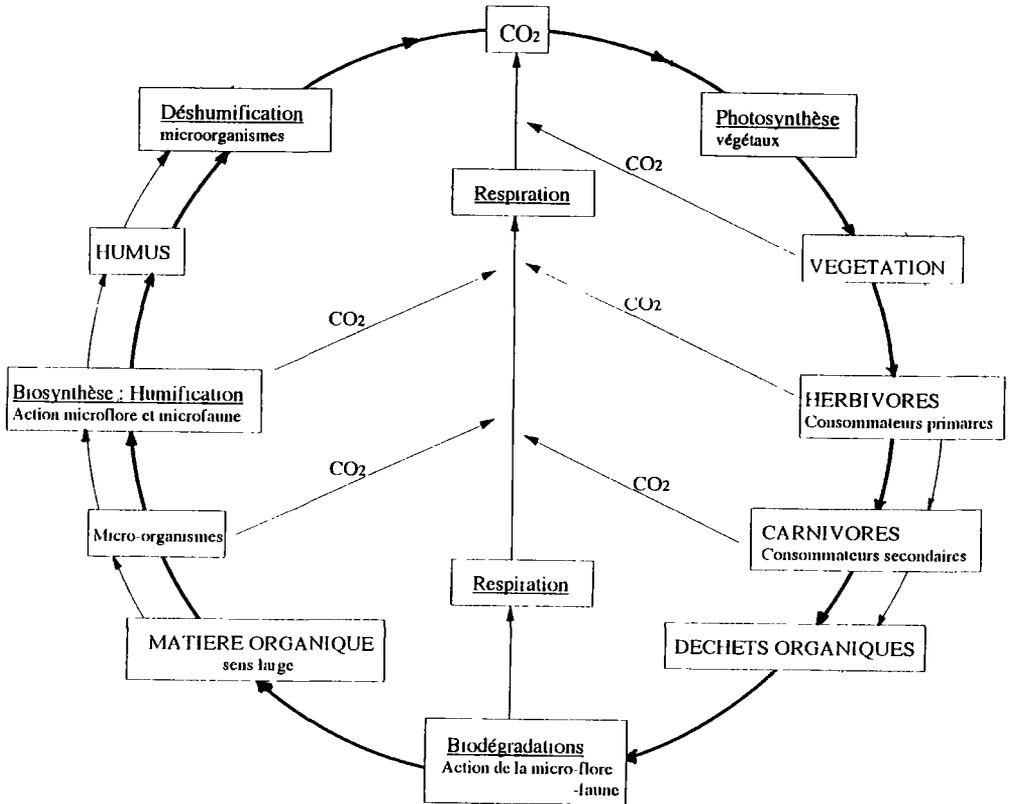
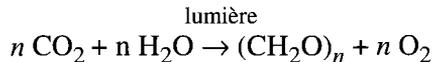


Figure 5.5. Cycle simplifié du carbone.

Source : inspiré du "schéma général du cycle du carbone" de Dommergues Y. et Mangenot F (eds) (1970), *op. cit.*, p 93.

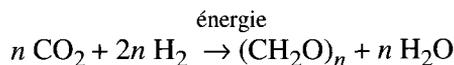
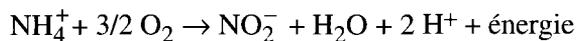
Partant donc du CO₂ de l'air on passe par les principales séquences suivantes :

- Immobilisation du CO₂. Sous l'action des organismes photolithotrophes, plantes vertes, algues et certaines bactéries, le gaz carbonique est converti en composés organiques grâce à la photosynthèse. Cette conversion peut être illustrée par une réaction simplifiée du type (voir chapitre 7) :



Le résultat principal de cette conversion est une "réorganisation" du CO₂ atmosphérique sous forme de composés complexes, tels que l'amidon, l'hémicellulose, la cellulose, la lignine et autres substances végétales. Le tout représentant une biomasse importante.

A l'action de ces organismes photolithotrophes, il faut ajouter une part moindre des réactions d'immobilisation du CO₂ par les chimiolithotrophes dans la synthèse de leurs constituants cellulaires. Dans ce cas, l'énergie mise en jeu provient de l'oxydation de composés minéraux. Par exemple pour les *Nitrosomonas* sp. :



- Consommation du carbone "immobilisé". Dans cette séquence, il s'agit d'une succession de consommations, débutant par l'action des herbivores au sens large.

Ces herbivores sont qualifiés de “consommateurs primaires” et sont attaqués par la suite par des carnivores, désignés comme des consommateurs secondaires.

Cette succession de consommations ne touche en fait qu’une faible quantité de la biomasse végétale. En effet, on estime pour un hectare de prairie une production annuelle de 5 à 15 tonnes de foin, tandis que la biomasse des herbivores sur cette surface ne dépasse que rarement les 200 kg. Quant à la biomasse des carnivores, elle est tout au plus équivalente à un dixième de celle des herbivores.

Au total, cette étape produit une faible minéralisation du C-organique, notamment à travers les réactions de respiration. Par contre, c’est un remaniement de la matière organique formée qui a lieu. La masse végétale se retrouve sous forme de déchets animaux riches en azote, auxquels il faut ajouter les feuilles, les branches, les exudats, les racines mortes, etc.

- **Décomposition des déchets organiques.** Les organismes du sol, faune et flore, vont dégrader toutes les substances organiques produites dans la séquence précédente. Au cours de cette décomposition, chaque étape fournit les substrats à l’étape suivante. Les produits de ces transformations sont, d’une part, la formation de la matière organique du sol comprenant les produits de néo-formation, et d’autre part un dégagement important du CO_2 dans l’atmosphère.

Les principales conséquences de cette succession de biodégradations sont, tout d’abord, une diminution de la quantité de carbone d’une étape à une autre, surtout due à la formation du CO_2 . Ensuite, on assiste à l’apparition de substances organiques de plus en plus résistantes à la dégradation. C’est notamment le cas de la cellulose, ou encore de manière plus évidente, de la lignine.

- **Mise en réserve du carbone organique.** Dans cette séquence, les débris végétaux, comme la lignine, ainsi que les produits résultant des séquences précédentes, peuvent être transformés en matière organique du sol et/ou simultanément en des substances plus polymérisées qui sont particulièrement résistantes à la dégradation par les micro-organismes. Ces substances peuvent être condensées avec les particules d’argile, avec lesquelles elles forment des agrégats ou tout simplement des complexes organo-minéraux. Ce sont des **substances humiques**, ou **humus** au sens large du terme (figure 5.6).

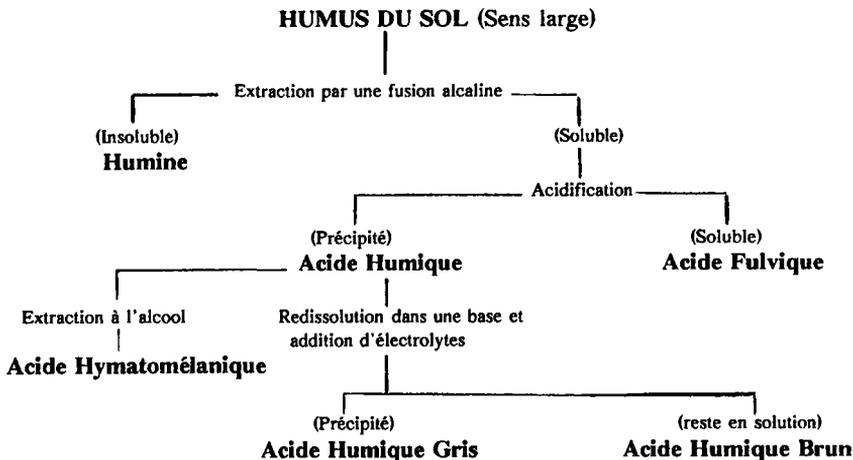
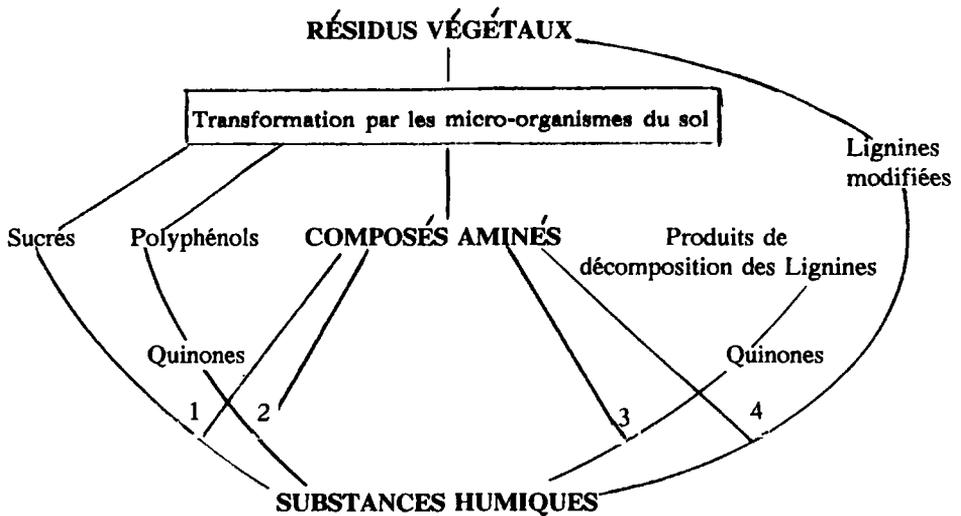


Figure 5.6. Substances humiques du sol définies d’après un fractionnement expérimental.

Source d’après Stevenson F.J. (1982), *Humus Chemistry, Genesis, composition, reactions*, John Wiley & Sons, New York, p. 43

Les séquences de transformations que nous venons de voir, peuvent se regrouper en deux sous-ensembles :

- Le premier comprend la réorganisation du CO₂ dans les tissus végétaux puis animaux, ainsi que dans certaines cellules de la microflore. Ensuite, d'autres micro-organismes utilisant des déchets organiques, en majorité d'origine végétale, fabriquent une nouvelle forme de matière organique du sol, l'humus. Il s'agit là d'une biosynthèse de composés complexes, et les processus de cette mise en réserve constituent l'**humification** (figure 5.7).



Les composés aminés synthétisés par les micro-organismes, réagissent avec :

- les lignines modifiées (réaction 4),
- les quinones (réactions 2 et 3),
- les sucres (réaction 1),

pour former des complexes polymérisés de couleur sombre, les substances humiques.

Figure 5.7. Schéma général de la formation des substances humiques.

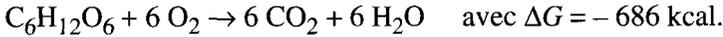
Source : d'après Stevenson F.J. (1982), *op. cit.*, p. 196.

- Le second sous-ensemble comprend surtout les réactions de **biodégradation** des composés formés au cours des diverses séquences. Ces dégradations touchent toutes les formes de matière organique présentes dans le sol, de la plus simple molécule naturelle aux chaînes complexes formées par des noyaux phénoliques, telles que les lignines, en passant par des polymères comme la chitine ou les tannins.

Il va sans dire que l'examen détaillé des transformations dans ces deux sous-ensembles sortirait du cadre de cet exposé. Cependant, il est important de souligner qu'ils sont fortement interdépendants et font intervenir la majorité des organismes vivants du sol, tel que le montre la synthèse suivante.

Partant des déchets végétaux qui représentent près de 90 % de la matière organique fraîche du sol, une majorité des organismes de la microfaune et de la microflore interviennent en associations synergiques pour produire des substances nouvelles. Les premiers, par des actions plus mécaniques de broyage et/ou de prédigestion, produisent des composés plus facilement dégradables par les représentants de la microflore. Ces derniers, à leur tour, grâce à leur importance en nombre d'individus et de groupes physiologiques, dégradent et convertissent les déchets multiples en des formes nouvelles de composés organiques qui constituent la matière organique

du sol au sens pédologique du terme. En même temps, et de manière essentielle, tout au long de ces transformations, les micro-organismes du sol régénèrent le CO₂ de l'atmosphère dans des réactions d'oxydation libératrices d'énergie, telles que :



En dehors des biodégradations, des actions de biosynthèse prennent place simultanément grâce aussi à l'action des micro-organismes. Les produits nouveaux synthétisés serviront par la suite de matières premières, aussi bien pour la formation des agrégats que pour la synthèse des substances humiques (figure 5.8).

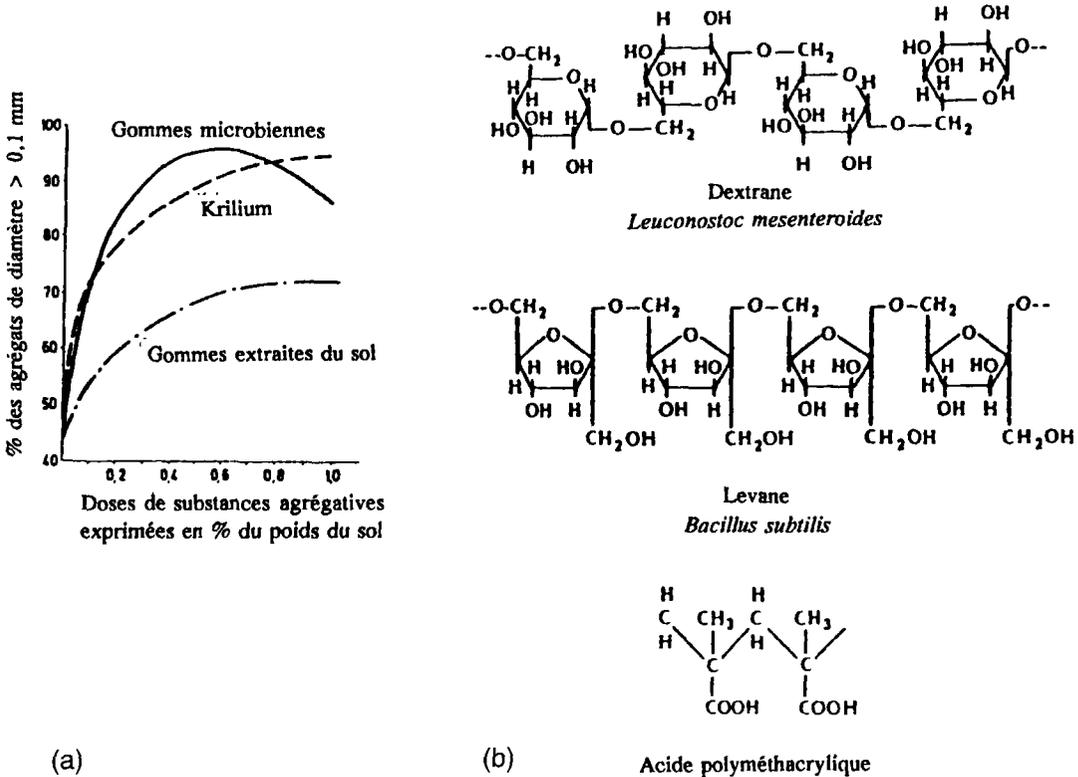


Figure 5.8. (a) Comparaison de l'effet agrégatif de colloïdes naturels produits par les micro-organismes du sol avec un produit artificiel.

(b) Exemples de produits agrégatifs d'origine microbienne et artificielle.

Source : (a) selon Rennie et al. (1954) in *Écologie microbienne des sols*, Dommergues et Mangelnot (eds.) (1970), *op. cit.*, p. 364. (b) Dommergues et Mangelnot (eds) (1970), *op. cit.*, p. 363.

3.3. Le cycle du soufre

Le soufre apparaît dans les matières vivantes surtout comme un composant des acides aminés, tels que la méthionine et la cystéine. De plus, on le retrouve aussi dans la composition des facteurs de croissance comme la thiamine et la biotine. Bien que ne faisant pas partie de la constitution de la chlorophylle, le soufre est indispensable à la croissance végétale. Les plantes carencées en soufre présentent des signes de chlorose et ne se développent pas bien.

3.3.1. Description du cycle de transformations

Comme pour le carbone et l'azote, le soufre subit dans le sol des transformations cycliques qui sont assurées par les micro-organismes du sol. Les séquences principales, synthétisées dans la figure 5.9, sont les suivantes :

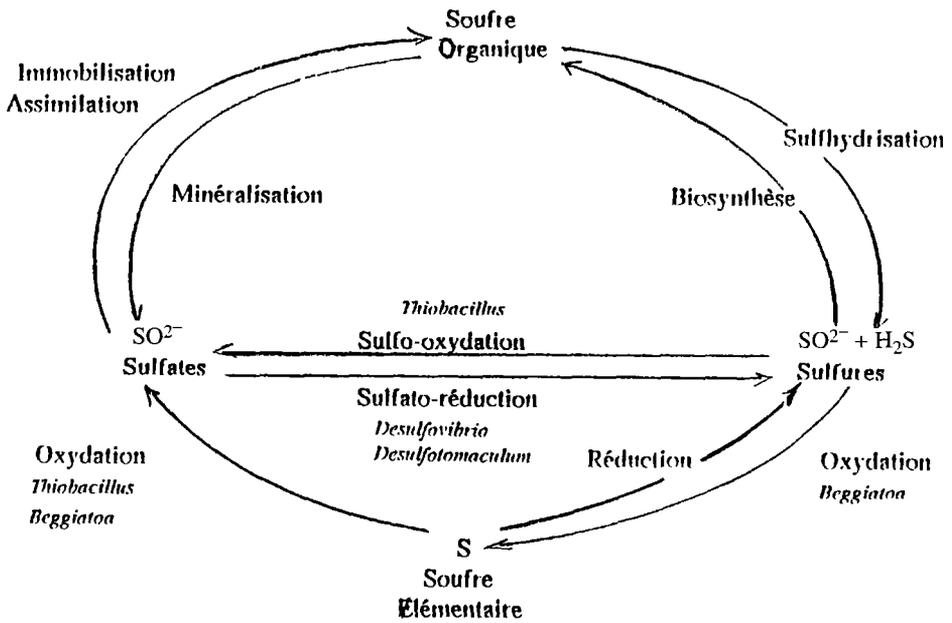


Figure 5.9. Cycle simplifié du soufre.

Source : adapté de Freney J.R. (1967) in *Soil Biochemistry*, McLaren A.D and Peterson G.H (eds.) (1967), Marcel Dekker, New York, p. 229. Pour plus de détails, voir aussi Germida J.J et al. (1992), "Biochemistry of Sulfur cycling in Soil", in *Soil Biochemistry*, vol 7, Stozky G. and Bollag J.-M; (eds), Marcel Dekker, New York, 1-38.

- La minéralisation des composés organiques soufrés. Sous l'action de nombreux organismes hétérotrophes, aussi bien des bactéries que des champignons, les composés organiques soufrés, provenant des déchets organiques frais ou liés à la fraction humique du sol, sont convertis en sulfates, sulfures ou produits volatils. Dans le cas où la minéralisation produit des sulfures on parle de **sulfhydrisation**. Cette forme de minéralisation peut avoir lieu aussi bien en aérobiose qu'en anaérobiose. Dans ce dernier cas, bien que les micro-organismes impliqués soient très différents, elle peut être confondue avec la sulfato-réduction qui est une réduction du sulfate en sulfure.

Il est donc important de noter que la nature des composés finaux, nés de la minéralisation, est non seulement déterminée par la composition des produits initiaux mais dépend aussi des conditions du milieu. Ainsi, en milieu aéré et avec une humidité proche de la capacité au champ, la minéralisation produit surtout des sulfates. Par contre en milieu confiné, on assiste à une production de sulfures, d'hydrogène sulfuré et éventuellement de mercaptans qui sont très toxiques pour les plantes.

- L'immobilisation du soufre. A l'inverse de la minéralisation, les composés minéraux du soufre peuvent être "consommés" par les micro-organismes du sol pour des synthèses cellulaires. Cette consommation/conversion, définie comme l'**immobilisation du soufre**, détourne une source non négligeable de soufre assimilable par les plantes. C'est notamment le cas des sulfates, seule forme de soufre utilisable directement par les végétaux.

Comme dans le cas de l'azote, on a défini les processus de minéralisation brute et d'immobilisation brute. Suivant que l'un des processus l'emporte, ou pas, sur

l'autre, on assiste à une minéralisation nette, ou à une immobilisation nette. En outre, on utilise la valeur du rapport des teneurs en C et en S d'un substrat incorporé dans le sol, pour prévoir lequel de ces processus aura lieu. Une minéralisation nette peut avoir lieu pour une valeur de C/S inférieure à 300 avec une paille riche en cellulose, tandis que pour un fumier, la valeur critique de ce rapport est de 110.

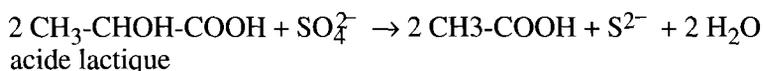
- Oxydation des formes réduites du soufre. Les composés minéraux soufrés, tels que les thiosulfates, les sulfures, le soufre élémentaire, les tétrathionates peuvent être transformés en sulfates par certains micro-organismes du sol. Ces derniers sont soit des bactéries chimolithotrophes, notamment du genre *Thiobacillus*, soit des chimio-organotrophes. Cette production de sulfate par oxydation est définie comme la **sulfo-oxydation**. Le tableau 5.6 présente une synthèse des bactéries responsables ainsi que leurs habitats favorisés, tandis que le tableau 5.7 donne les principales réactions d'oxydation dont ces bactéries sont responsables.

Tableau 5.6. Bactéries responsables de la sulfo-oxydation.

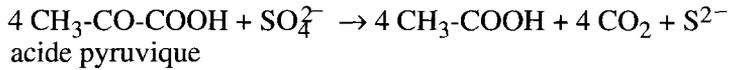
	Familles ou groupes	Principaux genres	Exigences vis-à-vis de l'oxygène	Sols habités
Autotrophes photosynthétiques	Chlorobactériacées (Bactéries sulfureuses vertes)	<i>Chlorobium</i>	Anaérobies	Hydromorphes
	Thiorhodacées (Bactéries sulfureuses pourpres)	<i>Chromatium</i> <i>Thiocystis</i> <i>Lamprocystis</i> <i>Thiospirillum</i>	Anaérobies	Hydromorphes
Autotrophes non photosynthétiques (chimolithotrophes)	Beggiatoacées	<i>Beggiatoa</i> <i>Thiopiaca</i> <i>Thiothrix</i> <i>Thiospirillopsis</i>	Aérobies	Hydromorphes
	Thiobactériacées	<i>Thiobacillus</i>	Aérobies à l'exception de <i>Thiobacillus aenitrificans</i> (anaérobie facultatif)	Exondés et parfois hydromorphes
Hétérotrophes	Genres divers dont <i>Pseudomonas</i> , <i>Microccus</i>		Aérobies et semi-anaérobies	Exondés et hydromorphes

Source : d'après Dommergues Y. et Mangenot F. (eds) (1970), *op. cit.*, p. 241

- Réduction des sulfates. A l'inverse de la séquence précédente, en milieu confiné comme un sol hydromorphe, les sulfates peuvent être réduits au stade sulfures ou soufre. Les bactéries responsables appartiennent à deux genres principaux, les *Desulfovibrio* et les *Desulfotomaculum*. Ces bactéries sont des anaérobies strictes qui consomment des substrats organiques tels que des acides, et utilisent le sulfate comme accepteur d'électrons. Les réactions de réduction sont du type :



ou encore :



En dehors de ces deux acides organiques, d'autres produits provenant de la décomposition anaérobie des composés, comme l'acide malique, l'acide formique, la choline et des alcools primaires simples ont été cités comme donneurs d'électrons.

Tableau 5.7. Réactions d'oxydations typiques de la sulfo-oxydation.

Réactions d'oxydation	Micro-organismes responsables	Caractéristiques particulières
(1) $2 \text{S} + 3 \text{O}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2 \text{H}_2\text{SO}_4$	<i>T. thioporus</i> <i>T. denitrificans</i> <i>T. thiooxidans</i> <i>T. ferroxidans</i> Hétérotrophes ¹	neutrophile " " acidophile acidophile, oxyde aussi le Fe^{2+} en Fe^{3+}
(2) $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3 + \text{O}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$	Les 4 bact précédentes + <i>T. novellus</i> Hétérotrophes ¹	neutrophile
(3) $2 \text{Na}_2\text{S}_4\text{O}_6 + 7 \text{O}_2 + 6 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2 \text{Na}_2\text{SO}_4 + 6 \text{H}_2\text{SO}_4$	Les 3 premières bact + <i>T. novellus</i> Hétérotrophes ²	
(4) $\text{H}_2\text{S} + 1/2 \text{O}_2 \rightarrow \text{S} + \text{H}_2\text{O}$ puis $\text{S} + 3/2 \text{O}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4$	<i>Beggiatoa</i> réactions uniquement du fait de <i>Beggiatoa</i>	fixent H_2S en S dans la cellule puis oxydent S en acide sulfurique

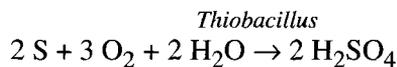
1. Oxydent le S en thiosulfates et polythionates.

2. Oxydent les polythionates en sulfates.

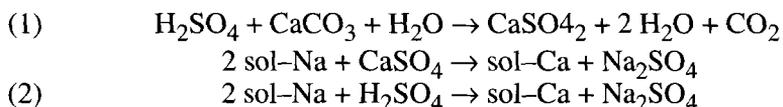
3.3.2. Importance de l'oxydation et de la réduction du soufre

• **Conséquences de la sulfo-oxydation.** Dès sa production par sulfo-oxydation le sulfate est consommé par les plantes et/ou lixivié en profondeur, c'est pourquoi d'une manière générale on n'assiste pas à une acidification sensible du sol. Par contre, cette réaction biologique peut être mise à profit pour l'amélioration des sols alcalin-sodiques et pour rendre plus disponibles les composés phosphatés minéraux.

– Dans le cas d'un sol alcalin-sodique, l'apport massif en soufre permet de stimuler l'activité des *Thiobacillus* et de là améliorer les conditions physico-chimiques de ce sol. Les réactions mises en jeu sont les suivantes :

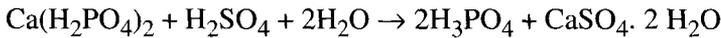
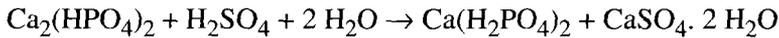
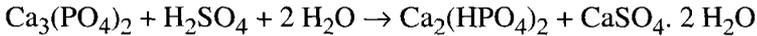


Cette réaction permet de développer deux voies possibles de transformation :



Dans la première voie, on suppose que le sol contient du carbonate de calcium et l'acide produit par la sulfo-oxydation permet une production de gypse. Dans la seconde, il s'agit d'une simple réaction d'échange, entre les ions H^+ produits dans la sulfo-oxydation et le Na^+ adsorbé. Dans les deux cas, l'excès de sodium sur le complexe d'échange est mis en solution et peut être ainsi éliminé par lixiviation sous forme de sulfate.

– Utilisant le même processus, les phosphates tricalciques peu solubles dans les sols peuvent être convertis successivement en phosphates dicalciques, monocalciques, voire en acide phosphorique, composés bien plus solubles et de là plus assimilables.



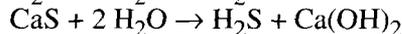
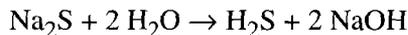
Ces réactions ont été mises à profit pour préparer des compostages comprenant du soufre et du phosphate naturel qui se sont révélés efficaces dans les essais. Cependant leur application à grande échelle n'a pas été testée.

– Subsidiairement, la sulfo-oxydation a été aussi utilisée pour le traitement des minerais à faible teneur. Ainsi pour l'uranium, son extraction a été améliorée par une incorporation du soufre aux minerais à raison de 2 %, suivie d'une perfusion du mélange avec une solution nutritive pour *Thiobacillus thiooxidans*.

– A l'inverse des "utilisations" précédentes, lors du drainage des sols riches en sulfures, cas des sols inondés par l'eau de mer (polders et sols de mangrove), le pH de ces sols peut baisser rapidement pour se situer à des valeurs de 3,2 à 2,2. Cette situation est particulièrement préjudiciable à la végétation par la libération de fortes teneurs en aluminium, résultant de la destruction des argiles.

• Conséquences de la sulfato-réduction

– Les sulfures hydrolisables tels que les sulfures de sodium et de calcium formés par la réduction des sulfates produisent, en présence de l'eau, des bases. Ces dernières, en réagissant avec l'acide carbonique résultant de l'activité microbienne ou de la respiration des plantes, conduisent à la formation de bicarbonates et de carbonates :



– Lors des irrigations des sols riches en sulfates mais mal drainés, la sulfato-réduction peut convertir ces sulfates en hydrogène sulfuré libre. La présence de ce gaz à des teneurs supérieures à 0,07 ppm peut déjà provoquer chez certaines plantes la pourriture des racines et limiter l'absorption d'éléments nutritifs, causant ainsi une déficience nutritionnelle ou favorisant une attaque de parasites. Ces troubles biologiques ont été observés notamment sur le riz, la fève et le coton.

– En dehors de ces conséquences agronomiques, les bactéries sulfato-réductrices sont responsables de la corrosion du fer ou de l'acier dans des sols argileux et confinés. Cette corrosion serait due à une dépolarisation cathodique induite par les *Desulfovibrio*, qui utilisent l'hydrogène dans les zones cathodiques du métal pour réduire les sulfates en sulfures, provoquant ainsi la formation de sulfure de fer.

3.4. Le cycle du phosphore

Le phosphore est un élément essentiel de la nutrition végétale car il entre dans la constitution et l'édification des nucléotides, dans l'accumulation et les transferts d'énergie dans les cellules. On le trouve dans les sols sous les formes suivantes :

- **phosphore organique**, provenant des déchets animaux, mais surtout végétaux, avec les formes identifiées telles que la phytine, les nucléoprotéines, les acides nucléiques et les phospholipides ;
- **phosphore minéral**, différents composés existent dans le sol et on les différencie suivant leur assimilabilité par les plantes. Dans les formes immédiatement assimilables on trouve l'ion phosphate, PO_4^{3-} , souvent adsorbé sur les colloïdes du sol par l'intermédiaire du calcium, de l'aluminium et du fer. Cette forme de phosphore se libère lentement en fonction des équilibres existant avec les phosphates dissous. Par contre les composés non assimilables sont surtout constitués de précipités tricalciques ainsi que les apatites tels que l'hydroxy-apatite et le carbonate-apatite.

De ce qui précède, on peut voir que la nutrition végétale dépend directement des variations des teneurs en ions phosphate de la solution du sol. Ces variations sont surtout déterminées par deux processus de transformations, la **minéralisation** des composés organiques et la **solubilisation** des composés minéraux. C'est pourquoi, la description des transformations cycliques du phosphore dans le sol sera surtout axée sur l'intervention des micro-organismes dans ces deux principaux processus (figure 5.10).

3.4.1. Minéralisation du phosphore

Les composés organiques du phosphore sont surtout des dérivés phosphorés de l'inositol, notamment, le mono-, le triphosphate d'inositol ainsi que l'hexaphosphate d'inositol qui est la phytine. Les teneurs de ces composés varient énormément dans les sols et peuvent représenter environ un tiers à deux tiers du phosphore organique d'un sol (tableau 5.8).

A ces formes, on peut ajouter le phosphore des acides nucléiques et des nucléoprotéines d'origine microbienne, qui représente quelque 10 % du phosphore organique.

Le mécanisme principal de minéralisation est une déphosphorylation des composés organiques. Ce processus est le fait de la majorité des micro-organismes ; 70 à 80 % des populations du sol sont capables de déphosphorylation. La minéralisation peut être très rapide lorsqu'il s'agit de composés organiques fraîchement incorporés au sol. Par contre, lorsqu'il s'agit de la matière organique préexistante dans le sol, la déphosphorylation peut être fortement ralentie. Ce ralentissement est surtout dû à la formation de complexes organiques qui enrobent l'inositol et qui le protègent de l'action microbienne.

Tableau 5.8. Quelques valeurs d'inositol dans les sols.

Pays	Phosphates d'inositol	
	µg/g	% du P-organique
Australie	1-356	0,5-38
Canada	10-150	10-30
Danemark	163	46
Angleterre	56-460	24-58
N. Zélande	22-340	5-26
Nigéria	25-145	16-25
Écosse	54-460	24-58
USA	30-38	10-25

Source : communication de Halstead R.L. and Mc Kercher R.B. in Stevenson F.J. (1982), *op. cit.*, p. 132

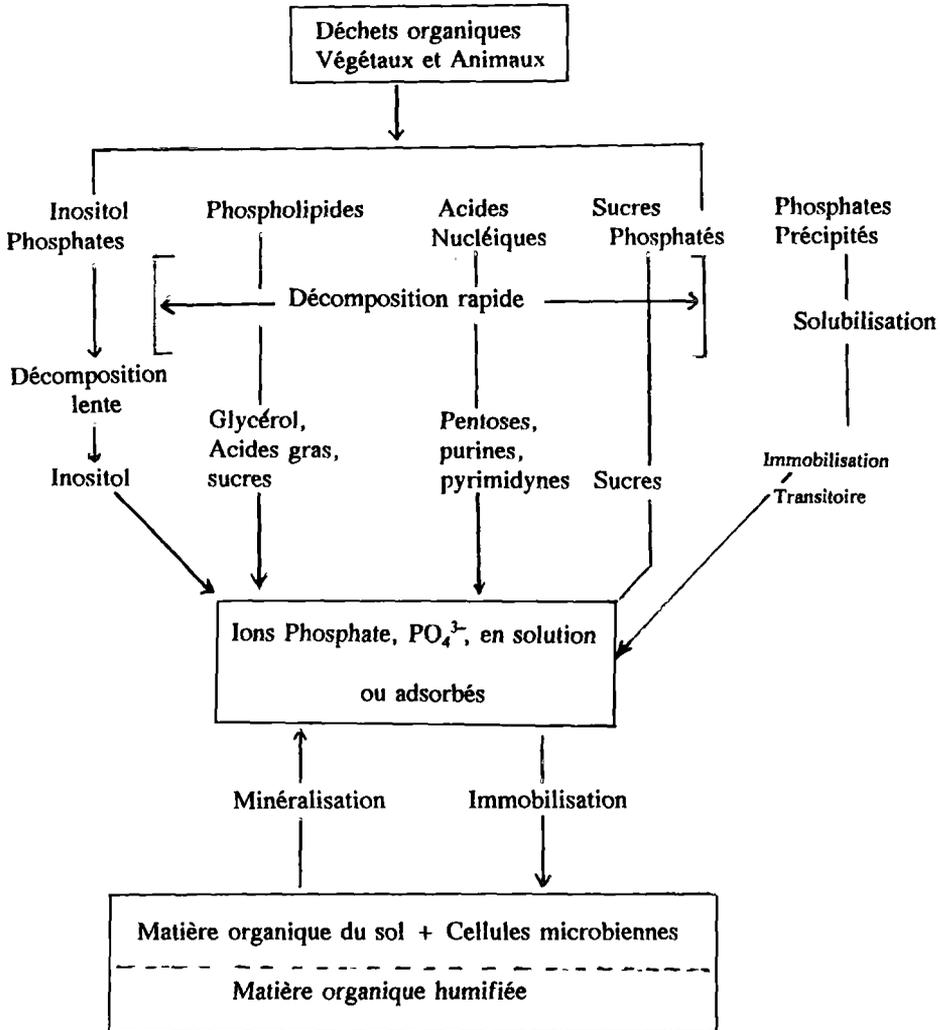


Figure 5.10. Cycle simplifié du phosphore.

Source : adapté de Dommergues Y. et Mangenot F (eds) (1970), *op. cit.*, p. 260 et de Stevenson F.J. (1982), *op. cit.*, p. 122

Une autre forme de complexation et de protection de la phytine réside dans la formation de complexes avec les ions Al et Fe : phytates de fer ou d'alumine dans les sols acides notamment. A ces deux causes de ralentissement, on peut ajouter une troisième qui est l'adsorption des composés sur les colloïdes du sol, adsorption d'autant plus marquée que le pH diminue.

Tout en assurant par la minéralisation la production des ions phosphates, les micro-organismes peuvent détourner une partie pour leurs propres besoins. Il s'agit dans ce cas d'une *immobilisation* du phosphore, au même titre que l'immobilisation de l'azote ou du soufre. Tout comme pour ces derniers, on a défini un seuil de minéralisation ou d'immobilisation qui tient compte des teneurs en C et en P des composés organiques du sol. La valeur critique de C/P pour une minéralisation est ainsi de l'ordre de 200. Pour des valeurs inférieures à 200 on peut assister à une minéralisation nette, avec un enrichissement du sol en ion phosphate. Toutefois il convient de souligner qu'une minéralisation nette ne signifie pas une augmentation en PO_4^{3-} dans le sol, car la disponibilité de cet ion est fortement dépendante des conditions physico-chimiques, notamment du pH.

3.4.2. Solubilisation microbienne des composés minéraux

Le rôle des micro-organismes sur la dissolution des formes précipités du phosphore a été mis en évidence par des expériences portant sur la croissance de plantes dans des pots de végétation, contenant du sol stérilisé ou non. Ainsi on a pu mettre en évidence deux mécanismes possibles :

- **Solubilisation directe par les métabolites.** Ce processus de dissolution est le fait des acides produits dans les multiples réactions du métabolisme microbien qui agissent directement sur les composés insolubles du phosphore. On peut citer notamment :
 - la sulfo-oxydation qui intervient par l'acide sulfurique produit au cours de l'oxydation du soufre ;
 - la nitrification, avec l'acide produit dans la phase d'oxydation de l'ammonium en nitrite ;
 - les fermentations, par la production des acides organiques qui séquestrent les ions Fe^{3+} et Al^{3+} (figure 5.11).

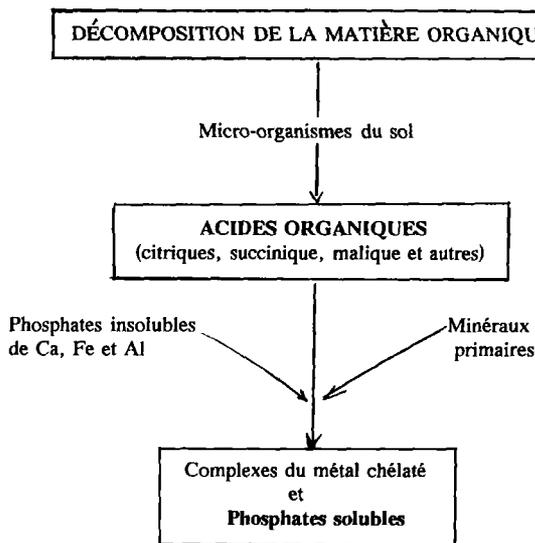


Figure 5.11. Schéma de la libération du P des précipités métalliques du sol. Source d'après Stevenson F.J (1982), *op. cit.*, p 125.

L'efficacité de "séquestration" de ces acides peut être classée en ordre décroissant de la manière suivante :

ac. citrique > ac. succinique > ac. malique > ac. oxalique.

- **Solubilisation indirecte du phosphore.** Certains micro-organismes du sol sont capables d'assimiler des quantités importantes de phosphore à partir de phosphates insolubles. Ce phosphore se retrouve sous forme de polyphosphates de réserve et en partie sous forme de composés de nucléotides. Lors de la lyse des cellules, les polyphosphates sont libérés dans le sol sous forme d'orthophosphates. C'est ce qu'on appelle une dissolution par **immobilisation transitoire** (voir la figure 5.10).

L'importance relative de ces deux mécanismes de dissolution est encore sujet à discussion. En effet, lorsqu'on se situe à l'échelle d'une micro-niche du sol on peut trouver des teneurs importantes en acides minéraux et organiques. De ce fait c'est à ce niveau que la dissolution directe est la plus importante.

Par contre, lorsqu'on prend en considération la croissance des micro-organismes dans le sol, on peut imaginer que chaque renouvellement de la biomasse libère inévitablement une nouvelle quantité d'orthophosphates.

4. IMPLICATIONS AGRONOMIQUES ET ENVIRONNEMENTALES DES CYCLES DU CARBONE ET DE L'AZOTE

4.1. Lixiviation des nitrates et pollution des eaux

Les nitrates sont des anions qui suivent inévitablement le mouvement de l'eau et ne sont retenus qu'en quantités minimales par les colloïdes organo-minéraux du sol. Les nitrates résultent essentiellement de l'apport d'engrais minéraux azotés et des processus consécutifs d'ammonification et de nitrification. La quantité d'azote potentiellement lixiviable au-delà de la zone racinaire peut être facilement estimée par un bilan de masse au cours d'une saison de croissance. Ce bilan est calculé en faisant la différence entre les entrées et les sorties d'azote nitrique dans le système sol-plante. Il convient d'ajouter que le vecteur responsable de la mobilité des nitrates est l'eau.

Ainsi, la lixiviation des nitrates est tributaire de la présence des pluies ou des irrigations percolantes. En d'autres termes, la quantité excédentaire de l'eau par rapport au besoin d'évapotranspiration et par rapport à la capacité de rétention de l'eau par le sol, véhicule les nitrates vers des couches du sol pouvant être non accessibles à l'absorption racinaire.

4.2. Facteurs influençant la lixiviation des nitrates

Les principaux facteurs qui influencent la lixiviation des nitrates sont les suivants.

- **La texture du sol.** Ce facteur agit par le biais de la capacité de rétention de l'eau. Ainsi, la lixiviation des nitrates s'opère plus facilement dans un sol à texture fine que dans un sol à texture grossière. La teneur en matière organique intervient également dans la mesure où les colloïdes humiques contribuent à la grandeur de la capacité de rétention de l'eau par le sol.
- **Le volume d'eau appliqué au sol.** Il est clair que, pour une même texture, la lixiviation des nitrates est d'autant plus accentuée que la hauteur d'eau de pluies et/ou d'irrigation est élevée.
- **La concentration en nitrates dans la couche superficielle du sol.** La quantité de nitrates qui percole est d'autant plus importante que la teneur en nitrates du sol est élevée.
- **L'absorption de l'azote par la plante.** Les plantes les moins consommatrices d'azote laissent plus d'azote minéral dans le sol qui est sujet à la lixiviation et à d'autres pertes.
- **L'intensité d'ammonification et de nitrification.** L'intensité des processus d'ammonification et de nitrification détermine la quantité de nitrates dans le sol. Ainsi, les facteurs abiotiques : température, humidité, pH et le rapport C/N influencent de manière significative l'intensité de ces processus. Les fourchettes optimales de ces facteurs sont globalement :

Température : 25 °C

Humidité : 65 %-100 % de l'humidité à la capacité au champ

pH : 7,0-8,0

C/N : 10-20

Trois remarques peuvent être émises à ce niveau :

– L'ammonification supporte des fourchettes plus larges que la nitrification grâce à la diversité des micro-organismes impliqués dans le processus de conversion de l'azote organique à la forme ammoniacale. La nitrification, par contre, est optimale dans les fourchettes citées plus haut.

– Les facteurs abiotiques, et particulièrement la température et l'humidité, subissent des variations saisonnières notables et par conséquent les quantités d'azote minéral, ammoniacal ou nitrique produites subissent également des fluctuations saisonnières.

– D'autres facteurs influencent également l'intensité de ces processus. La salinité des sols et des eaux d'irrigation a un effet très net, plus particulièrement sur la nitrification. En effet, à une conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée du sol de l'ordre de 2,5 S/m (25 mmhos/cm), la nitrification est totalement inhibée et l'ammonification est réduite d'environ 50 %. Toutefois, le taux d'inhibition est fonction des caractéristiques du sol. Ainsi, une teneur élevée du sol en argile et en matière organique atténue l'inhibition par le phénomène d'adsorption des cations et par conséquent par l'atténuation de la pression osmotique.

• **La dose et la forme d'engrais appliqué.** L'effet de la dose est évident. En effet, les doses élevées d'azote appliquées génèrent les formes à base de nitrates qui alimentent directement le pool nitrate et le risque de leur lixiviation immédiate est élevé. Les formes à base d'ammonium ou l'urée fournissent d'abord à la plante la forme ammoniacale et se convertissent en partie à la forme nitrique.

A côté de ces facteurs qui influencent la lixiviation des nitrates, il est important d'ajouter l'impact des pratiques culturales parmi lesquelles on peut citer : la rotation culturale et le mode de fractionnement de l'azote.

• **La rotation culturale.** La pratique de la rotation culturale influence la lixiviation des nitrates à deux niveaux :

– la quantité et la nature des résidus restitués au sol et le reliquat d'azote minéral à la récolte ;

– la nature des cultures qui se succèdent et leur pouvoir extractif de l'azote.

• **Le mode de fractionnement de l'azote.** Le mode de fractionnement de l'azote est généralement adopté sur la base des observations empiriques qui tiennent compte beaucoup plus des besoins de la culture à différents stades phénologiques que du rythme saisonnier de fourniture de l'azote par le sol. Il est donc recommandé de superposer le rythme de besoin à celui de fourniture d'azote minéral par le sol pour un meilleur pilotage de la fertilisation azotée. Ceci permet de pallier à l'asynchronisme qui existe généralement entre la fourniture du sol et le besoin de la culture au cours de la saison de croissance.

4.3. Pollution nitrique des eaux souterraines

L'azote nitrique qui échappe à l'absorption racinaire ou à d'autres voies de perte, comme la dénitrification, devient manifestement une source de pollution nitrique des eaux. Il appartient donc à l'agronome de considérer la rationalisation de la fertilisation azotée aussi dans le but d'éviter les risques de pollution des eaux souterraines qui représentent dans bien des cas une source précieuse d'eau potable. Ce problème commence à se poser avec beaucoup d'acuité dans plusieurs régions du monde.

Dans le but de montrer le danger de cette forme de pollution, rappelons que lorsque la concentration en ion nitrate dépasse 50 mg/l, l'eau n'est plus potable pour la consommation humaine et particulièrement pour les nourrissons. En effet les ions nitrates se réduisent dans l'estomac des nourrissons en nitrites. Ces derniers prennent la place du fer dans l'hémoglobine, laquelle se transforme en méthémoglobine. Il en résulte une asphyxie et une cyanose à cause de l'omission des possibilités de transport d'oxygène (figure 5.12).

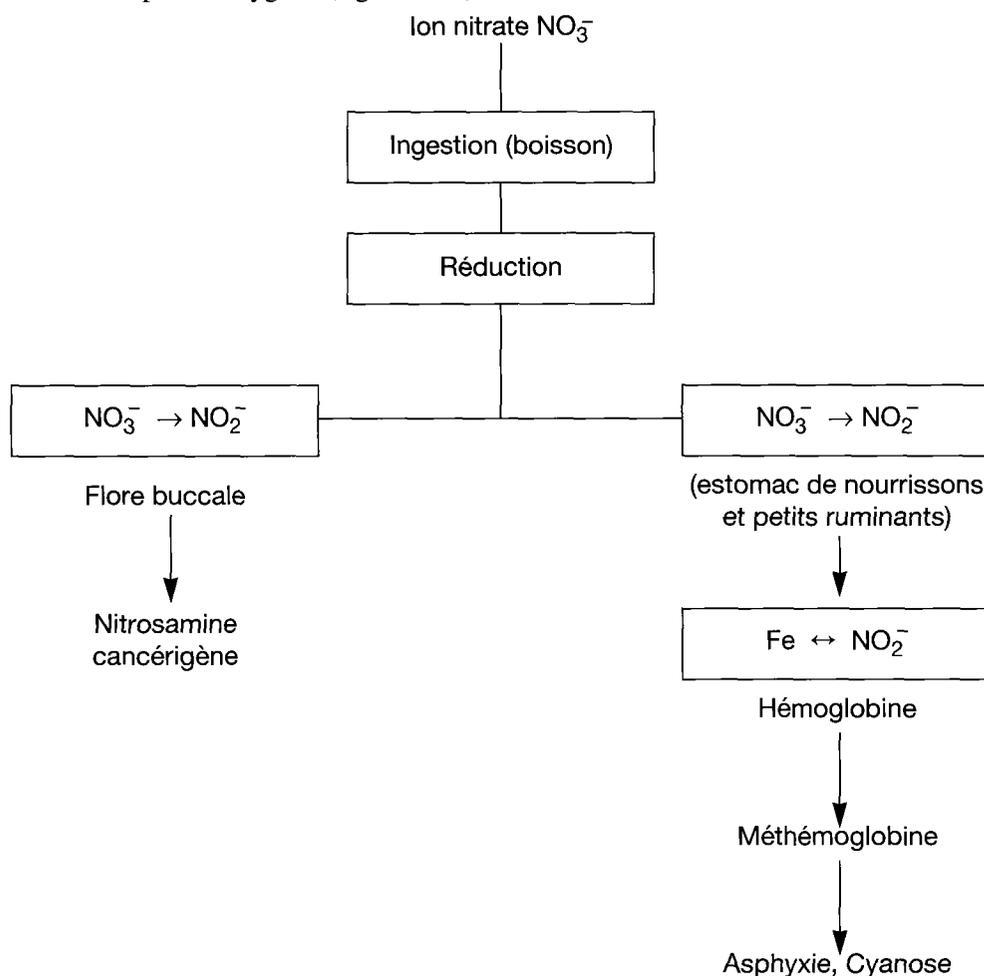


Figure 5.12. Risques sanitaires dus à l'ingestion de concentrations excessives d'ions nitrates.

4.4. Phosphore et environnement

Contrairement à l'azote nitrique, le phosphore est doté d'une faible mobilité, celle-ci étant de l'ordre de quelques centimètres par convection et de quelques millimètres par diffusion. Les pertes de phosphore dans les eaux souterraines demeurent faibles. Par contre, les pertes par ruissellement ou par une autre forme d'érosion du sol peuvent polluer les eaux de surface et provoquer avec l'azote le phénomène d'**eutrophisation**. A partir des sols, on estime généralement les pertes dans les sols de cultures entre 0,1 à 1,2 kg/ha. Les pertes sont plus importantes en sols forestiers.

En effet, le pH acide de ces sols et leur richesse en substances humiques augmentent les formes phosphatées solubles. Ceci est attribué au fait que les substances humiques chélatent des cations comme le calcium, susceptibles de rendre le phosphore insoluble.

4.5. Gestion de la matière organique du sol

Le cycle du carbone résume le schéma général d'évolution de la matière organique. Rappelons que la matière organique fraîche qui retourne au sol sous forme de résidus de cultures ou sous forme d'amendements organiques représente la source principale de substances humiques, appelées communément matière organique ou humus. Il convient donc de gérer le niveau de matière organique en veillant à combler les pertes par minéralisation en apportant une matière organique exogène ou en restituant au sol les résidus de cultures. Rappelons que la minéralisation primaire de la matière organique fraîche et la minéralisation secondaire des substances humiques sont des processus simultanés et concurrentiels du processus d'humification. Ainsi, l'établissement du bilan de l'humus est indispensable pour le maintien de l'équilibre.

L'équilibre en humus du sol se traduit à l'échelle annuelle par une égalité entre la quantité d'humus produite (H_p) et la quantité d'humus minéralisée (H_m).

La quantité d'humus produite est calculée comme suit :

$$H_p = K_h(\text{MOF})$$

où : K_h est le coefficient d'humification,

MOF est la quantité de matière organique fraîche qui retourne au sol.

La grandeur du coefficient d'humification dépend de la nature de la matière organique fraîche incorporée au sol. Ce coefficient varie considérablement entre 10 et 85 % selon la nature des résidus ou de la matière organique fraîche appliqués au sol. Ce coefficient est généralement élevé pour les matières organiques fraîches à C/N élevé, et faible dans le cas de produits verts non ligneux riches en azote comme les feuilles ou les engrais verts.

La quantité d'humus minéralisé s'écrit comme suit :

$$H_m = K_m H$$

où : K_m est le coefficient de minéralisation,

H est la quantité actuelle d'humus du sol.

Le coefficient de minéralisation de substances humiques dépend essentiellement des facteurs pédo-climatiques : particulièrement la température puis l'humidité. Ainsi, le coefficient de minéralisation est plus élevé dans les régions tropicales que dans les régions tempérées. Nous comprenons donc facilement les valeurs élevées du taux de minéralisation dans un périmètre irrigué dans les régions semi-arides. En effet, cette situation offre des conditions favorables d'humidité et de température pour la microflore minéralisatrice. Nous comprenons aussi l'importance d'une bonne surveillance du niveau de matière organique dans ces régions.

L'établissement du bilan de l'humus revient à comparer ces deux égalités. Ainsi, la

variation annuelle de l'humus (dH/dt) représente la différence entre ces deux égalités et s'écrit comme suit :

$$\frac{dH}{dt} = K_h(\text{MOF}) - K_m H$$

Trois cas sont possibles :

- Si $K_h(\text{MOF}) > K_m H$, on aura $dH/dt > 0$ et donc la teneur en matière organique du sol tend à augmenter.
- Si $K_h(\text{MOF}) < K_m H$, on aura $dH/dt < 0$ et donc la teneur en matière organique a tendance à diminuer.
- Si $K_h(\text{MOF}) = K_m H$, on aura $dH/dt = 0$; cette situation correspond à l'équilibre.

Dans ce dernier cas, on parle de teneur en humus à l'équilibre H_e .

Pour les deux premiers cas, correspondant à une perturbation de l'équilibre, on peut démontrer que la teneur en humus, H , à un moment donné, t , est estimée comme suit :

$$H = H_e - (H_e - H_0) \exp(-K_m t)$$

où : H_e : teneur en humus à l'équilibre,
 H_0 : teneur en humus initial,
 K_m : coefficient de minéralisation.

Cette équation montre que la teneur en humus augmente ou diminue exponentiellement selon que H_e est supérieur ou inférieur à H_0 . Nous pouvons remarquer que la perturbation de l'équilibre peut se solder soit par une augmentation soit par une diminution de la teneur en matière organique du sol. Ceci dépend du mode d'exploitation et d'utilisation du sol. Ainsi une mise en culture de parcours ou une déforestation s'accompagne généralement d'une chute de matière organique. Plusieurs exemples peuvent être cités dans plusieurs localités du monde. Signalons à titre illustratif qu'après 70 années de mise en culture des sols au Texas, une chute de 50 % de matière organique a été enregistrée. Il a été également constaté une perte de 57 % de matière organique après la mise en culture des sols forestiers de l'État de Georgia aux États-Unis.

Dans les exploitations agricoles, le problème de gestion de la matière organique du sol s'impose également pour préserver la fertilité physique et chimique de la matière organique. En effet, en plus de son rôle de réservoir d'éléments nutritifs, la matière organique a d'autres rôles clés notamment dans la préservation des entités structurales du sol et dans l'amélioration de la capacité de rétention en eau des sols, plus particulièrement à texture grossière.

5. CONCLUSION

L'étude biologique du sol et la compréhension du fonctionnement des cycles biogéochimiques sont indispensables dans la formation de l'ingénieur agronome de nos jours, qui doit concilier l'amélioration de la productivité agricole et la préservation de l'environnement. L'une des implications pratiques les plus importantes est la rationalisation de la fertilisation qui exige inéluctablement la compréhension des mécanismes mis en jeu dans la fourniture ou la libération des éléments nutritifs

par le sol. Pour cela, plusieurs aspects sont indissociables de l'activité biologique du sol. L'exemple de la dynamique de l'azote est très illustratif.

La rationalisation de la fertilisation azotée doit, en effet, passer par la quantification des processus de perte et de gain de l'azote par le système sol-plante, dont les intensités sont variables selon le contexte pédoclimatique. L'autre aspect important dans le cycle de l'azote se traduit par la nouvelle vision de la lixiviation des nitrates. Celle-ci n'est plus considérée comme une simple perte au niveau de l'économie de l'exploitation mais aussi une source de pollution des eaux souterraines.

Le cycle du phosphore montre aussi une dynamique complexe et, par conséquent, le simple dosage du phosphore à un moment donné n'est pas suffisant pour une fertilisation rationnelle. La dynamique du phosphore demeure toutefois peu élucidée comparée à celle de l'azote.

La compréhension des cycles biologiques et de la dynamique des éléments nutritifs dans le sol devient de plus en plus nécessaire. En effet, actuellement le recyclage et la valorisation des divers sous-produits domestiques (eaux usées épurées, composte des ordures ménagères) et industriels commence à s'opérer. Ainsi, la compréhension du devenir de ces produits et de leur impact sur le sol mérite une attention particulière.

BIBLIOGRAPHIE

- Alexander M. (1961), *Introduction to Soil Microbiology*, John Wiley, New York.
- Aubert G. et Boulaïne J. (1967), *La Pédologie*, PUF, Paris.
- Bonneau M. et Souchier B. (eds) (1994), tome 2 de *Pédologie* (dirigé par Ph. Duchaufour et B. Souchier) : *Constituants et propriétés du sol*, 2^e édition, Masson, Paris, 692 p.
- Burges Y. and Raw F. (1967), *Soil Biology*, Academic Press, New York.
- Chamayoux et Legros (1989), *Bases physiques, chimiques et minéralogiques du sol*, ACCT, Paris.
- Dommergues Y. (1968), *La Biologie des sols*, coll. "Que sais-je ?", PUF, Paris
- Dommergues Y. et Mangenot F. (eds) (1970), *Écologie microbienne des sols*, Masson, Paris.
- Donahue R.L., Miller R.W. and Schieluna J.C. (1977), *Soils : an Introduction to Soils and Plant Growth*, 4^e éd., Prentice-Hall, Engelwood Cliffs, New Jersey.
- Duchaufour P. et Souchier B. (dir.) (1979), *Pédologie*, tomes I et II, Masson, Paris.
- McLaren A.D. and Peterson G.H. (1967), *Soil Biochemistry*, Marcel Dekker, New York.
- Morel, R. (1989), *Les Sols cultivés*, Tec et Doc Lavoisier, Paris.
- Paul E.A. and Clark F.E. (1989), *Soil Microbiology and Biochemistry*, Academic Press, San Diego, New York, Berkeley.
- Stanier R.Y., Ingraham J.L., Wheels M.L. and Painter P.R. (1986), *The Microbial World*, Prentice-Hall, Engelwood Cliffs, New Jersey, USA.
- Stevenson F.J. (1982), *Humus Chemistry, Genesis, composition, reactions*, John Wiley & Sons, New York.
- Stotzky G. and Bollag J.-M. (1992), *Soil Biochemistry*, vol. 7, Marcel Dekker, New York.
- Tate R. III (1987), *Soil Organic Matter*, John Wiley & Sons, New York.