

Colloque sur l'irrigation en horticulture
Et si l'irrigation nous était « comptée »...

Le jeudi 25 novembre 2010



Approches micrométéorologiques et besoins en eau des cultures : peut-on mieux gérer la ressource?

Steeve PEPIN, Ph.D., professeur de bioclimatologie

Département des sols et de génie agroalimentaire

Université Laval, Québec



Centre de référence en agriculture
et agroalimentaire du Québec

Note : Ce résumé a été présenté lors de l'évènement et a été publié dans le cahier du participant.



Approches micrométéorologiques et besoins en eau des cultures : peut-on mieux gérer la ressource?

Auteur : **Steeve PEPIN**, Ph.D., professeur de bioclimatologie

Département des sols et de génie agroalimentaire

Université Laval, Québec



L'évaluation, à l'aide de mesures réelles ou par modélisation, des pertes d'eau provenant des cultures, vergers à graines et à fruits, forêts et réservoirs (eau potable, hydroélectricité) a fait l'objet de nombreux travaux de recherche au cours des dernières décennies. Que ce soit pour concevoir un système d'irrigation ou de ponceaux, pour combler les besoins en eau des productions agricole, horticole et forestière, ou pour gérer et utiliser de façon raisonnée les ressources hydriques et le territoire, cette information est importante pour le producteur. Une conduite optimale de l'irrigation visant à satisfaire adéquatement les besoins en eau des cultures est l'un des éléments incontournables d'une agriculture durable. Le défi s'avère toutefois de taille, en particulier dans le contexte actuel de changement climatique.

ÉVAPOTRANSPIRATION

On nomme évaporation la perte en eau sous forme de vapeur à partir d'une surface d'eau libre (lac, surface du feuillage) ou d'un sol nu humide. Lorsque la vapeur d'eau provient de l'intérieur des plantes (pertes via les stomates, la cuticule), on réfère à la transpiration. L'évapotranspiration (ET) est la quantité de vapeur d'eau transférée dans l'atmosphère par transpiration des plantes et par évaporation au niveau du sol, de surfaces d'eau libre et autres surfaces interceptant la pluie. On définit l'évapotranspiration potentielle (ETP) comme étant la valeur maximale d'évapotranspiration d'un couvert végétal continu lorsqu'il y a suffisamment d'eau disponible dans le sol pour satisfaire la demande évaporative de l'atmosphère. L'ETP dépend essentiellement des apports énergétiques (rayonnement, chaleur sensible) et est indépendante des caractéristiques de la surface (c.-à-d. la végétation n'offre aucune résistance au transfert de vapeur d'eau). L'évapotranspiration réelle (ETR) correspond à la perte en eau effective d'un couvert végétal, soit la somme des quantités évaporées et transpirées, en tenant compte des diverses résistances au mouvement de l'eau (sol-plantes) et à la diffusion de la vapeur d'eau (feuilles-atmosphère). En général, la demande atmosphérique (ETP) est supérieure à l'offre (ETR) : la réduction de l'évapotranspiration sous le taux potentiel étant attribuable à la fermeture partielle des stomates et/ou à l'assèchement de la surface du sol. L'évapotranspiration est souvent exprimée en épaisseur de la lame d'eau convertie en vapeur d'eau (une lame d'eau ayant une épaisseur de 1 mm correspond à 1 kg d'eau par m², soit 10 tonnes par hectare).

Pour déterminer l'évapotranspiration totale d'un couvert végétal, il faut évaluer l'évaporation de toutes les surfaces évaporantes et la transpiration de chacune des feuilles composant le couvert, ce qui nécessite de connaître la vitesse du vent et la concentration de vapeur d'eau à l'intérieur du

couvert végétal près des surfaces évaporantes. Une simplification fréquemment utilisée en modélisation consiste à traiter la surface d'échange (c.-à-d. le couvert végétal) comme une feuille de grande dimension ayant une température T_s , une densité de vapeur $\rho_{s(T_c)}$ (ou pression de vapeur $e_{s(T_c)}$) et une conductance g_s (une conductance équivalente pour toutes les feuilles qu'elles soient illuminées ou ombragées). On peut également diviser le couvert végétal en strates ayant chacune une conductance foliaire moyenne et un indice de surface foliaire (ISF, m^2 de surface foliaire par m^2 de surface de sol).

MÉTHODES DE MESURE DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Il existe de nombreuses méthodes pour déterminer l'évapotranspiration (réelle ou potentielle) : l'approche du bilan hydrique du sol; l'approche basée sur les évapotranspiromètres ou lysimètres pesables; l'approche basée sur les formules empiriques (Priestley-Taylor, Robertson & Baier, Thornthwaite, etc.); les méthodes de profil (aérodynamique, bilan énergétique, bilan énergétique et flux de masse combinés); et la méthode de la diffusion due à la turbulence (*méthode des fluctuations*). Seules les méthodes basées sur les principes physiques contrôlant l'évapotranspiration seront brièvement examinées.

1. Méthode des profils

Cette méthode estime les flux verticaux de vapeur d'eau au-dessus de la végétation en se basant sur les profils moyens des propriétés atmosphériques (chaleur sensible, vapeur d'eau, etc.) et le degré de turbulence dans l'air (c.-à-d. les profils de vent). On retrouve deux approches principales : l'approche aérodynamique et celle du bilan énergétique. La méthode des profils repose sur un principe de similarité où il est généralement admis qu'en conditions de neutralité atmosphérique, près de la surface, le transfert d'énergie potentielle du vent (*momentum*, M), de vapeur d'eau (V), de chaleur sensible (H), de CO_2 , etc., se fait selon un profil identique à celui du vent. Selon ce principe, les coefficients de diffusion turbulente K_M , K_H , K_V et K_{CO_2} sont tous égaux. En d'autres mots, lorsque les conditions atmosphériques sont neutres (aucune convection libre), un tourbillon d'air n'est pas discriminatoire et peut transporter aussi facilement la vapeur d'eau que la chaleur et le CO_2 . Les coefficients de diffusion turbulente augmentent avec la hauteur alors que les gradients de concentration de vapeur d'eau, de chaleur et de CO_2 diminuent.

a) Approche aérodynamique

La méthode aérodynamique nécessite une mesure de la vitesse du vent à trois ou quatre hauteurs de préférence. On utilise le profil logarithmique du vent pour estimer le flux vertical du *momentum* horizontal à l'aide d'une équation pour ensuite déterminer K_M . Si des mesures de vapeur d'eau sont également réalisées aux mêmes hauteurs que la vitesse du vent, on peut calculer le flux de chaleur latente en utilisant le principe de similarité ($K_M = K_V$). La même procédure peut être utilisée pour déterminer le flux de chaleur sensible (H) si on dispose de mesures de la température de l'air. Quatre conditions doivent être respectées pour obtenir de bonnes valeurs d'ET : (i) il faut des mesures précises de la vitesse du vent, (ii) une stratification thermale adiabatique ($-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ par 100 m d'élévation = neutralité), (iii) un site de mesure où la végétation est continue et uniforme, et (iv) un site de mesure localisé à une bonne distance de la bordure du couvert (c.-à-d. le « *fetch* »).

De façon générale, l'approche aérodynamique est adéquate pour évaluer les flux de chaleur latente (λE) et sensible (H) provenant de couverts végétaux dont la hauteur et la rugosité sont relativement faibles.

b) Approche du bilan énergétique

On peut également estimer les flux verticaux (convectifs) de la vapeur d'eau (ET) en déterminant l'importance relative des flux de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (λE ou ET), soit le ratio de Bowen (β). Cette approche est plus facile et plus souvent utilisée que le profil aérodynamique puisqu'elle n'est pas contrainte par les conditions de stabilité atmosphérique : seuls K_H et K_V doivent être similaires et ils le sont généralement pour l'ensemble des régimes d'écoulement (c.-à-d. de stabilité). L'équation du ratio de Bowen se résume comme suit :

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (\text{Éq. 1})$$

où γ est la constante psychrométrique ; ΔT et Δe sont les différences de température et pression de vapeur d'eau entre les deux niveaux de mesure. À l'équilibre isotherme de l'atmosphère, $R_n = H + \lambda E + G$. On peut alors remplacer H par $\beta \lambda E$ ce qui donne $R_n = \lambda E (\beta + 1) + G$. En isolant le terme λE , on obtient :

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{(\beta + 1)} \quad (\text{Éq. 2})$$

Pour estimer l'évapotranspiration d'un couvert végétal par la méthode du bilan énergétique, on doit mesurer le rayonnement net (R_n) et le flux de chaleur dans le sol (G), ainsi que les gradients de température (ΔT) et de pression de vapeur (Δe) dans la couche limite de la végétation. Cette approche ne nécessite pas de connaître les conditions à la surface, ni la conductance stomatique, ni la conductance aérodynamique du couvert. Lorsque β est supérieur à 1, le flux de chaleur sensible est le principal mécanisme de dissipation de l'énergie. Cela représente généralement des conditions où l'eau est limitée : la chaleur est donc transportée verticalement sous forme de chaleur sensible et le climat est relativement chaud. Si β est inférieur à 1, alors $\lambda E > H$ et l'ajout de chaleur dans l'atmosphère est principalement sous forme de chaleur latente. Ceci augmente l'humidité dans l'air et le climat est relativement frais et humide.

2. Bilan énergétique et flux de masse combinés

L'évaporation d'eau à partir d'une surface humide (E_s) peut être calculée à l'aide de la conductance à la diffusion de la vapeur d'eau (g_v) et de la différence de la fraction molaire de vapeur d'eau entre la surface et l'air $[(e_{s(Ts)} - e_v)/P_a]$. Pour la transpiration chez les plantes ($E_{feuille}$ ou $E_{couvert}$), g_v inclut la conductance des stomates (g_s ou g_c) et la conductance aérodynamique (g_a). Puisqu'on ne connaît habituellement pas la température de la surface (T_s), il est possible de combiner l'équation de flux de masse avec l'équation du bilan énergétique pour estimer un taux d'évaporation qui est indépendant de T_s . Une approximation suggérée par Penman (1948) permet, en premier lieu, de remplacer $(e_{s(Ts)} - e_v)/P_a$ par $s(T_s - T_a) + D/P_a$:

$$\lambda E_s = \lambda g_v \cdot \frac{(e_{s(Ts)} - e_v)}{P_a} \approx \lambda g_v s(T_s - T_a) + \lambda g_v \frac{D}{P_a} \quad (\text{Éq. 3})$$

où D est le déficit de saturation de l'air (en Pa), P_a est la pression atmosphérique (en Pa), s est la pente (en Pa °C⁻¹) de la relation entre $e_{s(T)}$ et la température (divisée par P_a pour obtenir la fraction molaire) et λ est la chaleur latente de vaporisation de l'eau (44 kJ mol⁻¹). Par la suite, on élimine T_s de l'équation en remplaçant la différence de température entre la surface et l'air par le flux de chaleur sensible (où $T_s - T_a = H/g_H \rho_a c_h$). On obtient ainsi une équation composée de deux termes : un terme « énergie » qui dépend de la température absolue et de l'énergie disponible pour le transport par turbulence; et un terme « déficit de saturation » qui combine le pouvoir évaporant de l'air (D) et la conductance aérodynamique pour le transport de la vapeur d'eau. Si on remplace ensuite les termes compris dans le bilan énergétique de la surface [$H = (R_n - G) - \lambda E$] et la constante psychrométrique [$\gamma = (\rho_a c_h / \lambda)$], et que l'on suppose une similarité entre les conductances de la couche limite pour la chaleur et la vapeur d'eau, on obtient alors l'équation de Penman. Cette équation nécessite des données qui sont relativement faciles à obtenir, soit des mesures du rayonnement net, du flux de chaleur dans le sol, de la température et de l'humidité de l'air. Ces variables peuvent être mesurées qu'à une seule hauteur si on connaît le profil de vent.

L'équation de Penman peut être utilisée pour estimer l'évapotranspiration de cultures bien irriguées et continues (ETP). Puisque l'évapotranspiration réelle de plusieurs types de couverts végétaux représente une valeur relativement constante de l'ETP, on peut estimer l'évapotranspiration à partir de l'équation de Penman et utiliser un facteur de correction approprié pour l'espèce étudiée (normalement compris entre 0,6 et 0,8 pour les climats tempérés). Le coefficient de correction peut être plus petit si le sol n'est pas complètement couvert par la végétation. Ce coefficient est préféablement remplacé par une conductance de la surface au transfert de vapeur d'eau appelée la conductance du couvert (g_c) qui dépend, entre autres, de la conductance stomatique (g_s) moyenne des feuilles. L'ajout, dans l'équation de Penman, d'une conductance du couvert représentant le contrôle physiologique exercé par les plantes sur l'évaporation conduit à l'équation de Penman-Monteith. De plus, puisque g_H est égale à g_a dans la couche limite turbulente et que $g_v = g_a g_c / (g_a + g_c)$, on peut remplacer g_H/g_v par $(1 + g_a/g_c)$ et l'on retrouve une forme courante de l'équation de Penman-Monteith :

$$E_c = \frac{s(R_n - G) + \rho_a c_h g_a D/P_a}{\lambda [s + \gamma(1 + (g_a/g_c))]} \quad (\text{Éq. 4})$$

où E_c est l'évapotranspiration du couvert (mol m⁻² s⁻¹), R_n est le rayonnement net au-dessus du couvert (W m⁻²), G est la chaleur accumulée dans le couvert (W m⁻²), ρ_a est la densité de l'air (1204 kg m⁻³), c_h est la capacité de chaleur de l'air (29,3 J mol⁻¹), g_a est la conductance aérodynamique (mol m⁻² s⁻¹) et g_c est la conductance du couvert (mol m⁻² s⁻¹). Il est à noter que G est ~0 pour des pas de temps de 24 heures.

Cette équation de Penman-Monteith permet d'estimer la transpiration du couvert entier sur une base journalière, hebdomadaire ou mensuelle. Les variables environnementales requises sont la température et l'humidité de l'air ambiant, le rayonnement solaire et la vitesse du vent au-dessus du couvert. Certaines caractéristiques du couvert végétal (indice de surface foliaire, largeur moyenne des feuilles, albédo et conductance stomatique des espèces présentes) sont nécessaires pour estimer le rayonnement net, le déficit de saturation et la conductance de la couche limite, et puis calculer E_c .

Lorsque l'évapotranspiration d'une culture doit être estimée sur de longs intervalles de temps, il est souhaitable d'utiliser des données météorologiques journalières (ou horaires) et de faire la somme des volumes d'eau évaporée et transpirée quotidiennement, plutôt que d'utiliser des moyennes hebdomadaires ou mensuelles du rayonnement solaire, de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité de l'air (Campbell et Norman, 1998). L'équation de Penman-Monteith est de plus en plus utilisée pour gérer l'irrigation en agriculture, puisqu'elle inclut le contrôle biologique des stomates et ne nécessite pas de connaître la température foliaire ou du couvert végétal. Elle est très utile, entre autres, pour examiner l'influence des variables environnementales et des caractéristiques du couvert sur l'évapotranspiration.

3. Évapotranspiration de référence et coefficients culturaux

Il est nécessaire d'évaluer les besoins en eau d'une culture afin de déterminer les volumes d'eau à apporter par irrigation au cours de la saison de croissance (en tenant compte des précipitations et de la réserve en eau du sol). L'évapotranspiration potentielle (ETP), qui est essentiellement une fonction de la demande évaporative de l'atmosphère, permet d'estimer la demande en eau des cultures. L'ETP d'une culture de référence (ET_o) a été mise en place dans les années 1970 pour éliminer la nécessité de calibrer une équation d'ET spécifique à chaque culture, stade cultural et zone géographique (c.-à-d. calage local; Pereira *et al.*, 2006). L'évapotranspiration de référence correspond à l'ET de la végétation au-dessus de laquelle les variables climatiques ont été mesurées, de façon à bien représenter les processus physiques et biologiques dans le bilan énergétique d'un couvert végétal. La FAO a adopté un couvert de gazon comme culture de référence, d'une hauteur variant entre 8 et 15 cm et dont la conductance au transfert de vapeur d'eau se situe autour de 0,014 m s⁻¹, ces paramètres fournissant des valeurs acceptables d' ET_o dans la plupart des zones et conditions climatiques (Lascano, 2007). Selon Allen *et al.* (1998), *l'évapotranspiration de référence est définie comme le flux d'ET d'une culture hypothétique de référence, d'une hauteur supposée de 0,12 m, d'une résistance de surface de 70 s m⁻¹ et ayant un albédo de 0,23, très proche de l'ET d'une grande surface de gazon de hauteur uniforme, en croissance active, avec un approvisionnement en eau convenable*. L'approche de Penman-Monteith (PM) a été choisie par la FAO comme méthode privilégiée d'estimation d' ET_o du gazon et des coefficients culturaux (Pereira *et al.*, 2006). L'équation de ET_o donnée par la méthode FAO-PM pour une période de 24 heures est :

$$ET_o = \frac{0,408 s (R_n - G) + \gamma (900/T_a + 273) u_2 (e_s - e_a)}{s + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (\text{Eq. 5})$$

où ET_o est l'évapotranspiration de référence (mm j⁻¹), R_n le rayonnement net à la surface de la culture (MJ m⁻² j⁻¹), G le flux de chaleur à la surface du sol (MJ m⁻² j⁻¹), T_a la température moyenne journalière de l'air à une hauteur de 2 m (°C), u_2 la vitesse du vent à 2 m (m s⁻¹), e_s et e_a les pressions de vapeur d'eau saturante et réelle de l'air à 2 m (kPa), s la pente (en Pa °C⁻¹) de la relation entre e_s et la température, γ la constante psychrométrique (kPa °C⁻¹), 900 un coefficient pour le gazon (kJ⁻¹ kg K; lié aux unités utilisées et à la substitution de ρ_a , c_h et g_a), 0,34 un coefficient de vent pour le gazon (kJ⁻¹ kg K; provenant de g_a/g_c) et 0,408 l'inverse de λ la chaleur latente de vaporisation de l'eau (2,45 MJ kg⁻¹).

L'évapotranspiration d'une culture (ET_c) peut se calculer directement par l'Éq. 4 si on dispose de données suffisantes pour le calcul des paramètres de culture (notamment g_a et g_c). Cependant dans la pratique de l'irrigation, on multiplie généralement ET_o par un coefficient cultural, k_c , lequel varie un peu avec le climat, mais essentiellement avec les caractéristiques propres de la culture (Pereira *et al.*, 2006). Les coefficients culturaux (fournis par la FAO) sont établis expérimentalement ($k_c = ET_c/ET_o$) à partir de mesures d' ET_c (p. ex. lysimètres pesables) et par estimation d'une valeur d' ET_o à l'aide de l'Éq. 5. La validité de ces coefficients culturaux a été prouvée par de nombreuses applications rapportées dans la littérature (p. ex. Allen *et al.*, 2005) ainsi que des approches par télédétection (Neale *et al.*, 2005). Le coefficient k_c varie selon le développement cultural, présentant des valeurs différentes pour la phase initiale (0,3–0,7), la mi-saison (0,9–1,15) et l'arrière-saison (de la maturation à la récolte; 0,25–1,15).

RÉFÉRENCES

- Allen, R.G. *et al.* 1998. *Crop evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements.* Irrigation and Drainage, Paper No. 56, FAO, Rome, p. 300.
- Allen, R.G. *et al.* 2005. *Prediction accuracy for projectwide evapotranspiration using crop coefficients and reference evapotranspiration.* Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 131: 24–36.
- Campbell, G.S. et J.S. Norman. 1998. *An introduction to environmental biophysics.* Springer-Verlag. New-York, 2^e édition, 286 p.
- Lascano, R.J. 2007. The *soil-plant-atmosphere system and monitoring technology*. Dans Lascano, R.J. & Sojka R.E. (eds). *Irrigation of Agricultural Crops*, 2^e édition. Agronomy No. 30. pp. 85–115.
- Neale C.M.U. *et al.* 2005. *Irrigation water management using high resolution airborne remote sensing.* Irrigation and Drainage Systems. 19: 321–336.
- Penman, H.L. 1948. *Natural evaporation from open water, bare soil and grass.* Proceedings of the Royal Society, London A, 193:120-145.
- Pereira, L.S. *et al.* 2006. *Méthode pratique du calcul des besoins en eau.* Dans Tiercelin, J.-R. & Vidal A. (eds). *Traité d'irrigation.* Lavoisier, Paris, 2^e édition, pp. 227–268.