

Bilan radiatif et bilan d'énergie

UFR PERBE
UMR AgroParisTech-INRA EcoSys
Benoit.Gabrielle@AgroParistech.fr
Julia.Hebbrecht@inrae.fr
Sebastien.Saint-Jean@AgroParisTech.fr
Patrick.Stella@AgroParisTech.fr

janvier 2021

1 Objectifs

L'objectif de ce TD est d'illustrer les concepts de bilan radiatif et de bilan d'énergie vus en cours et de montrer leur importance dans le déterminisme de l'évapotranspiration.

2 Rappels

2.1 Bilan radiatif

Le bilan radiatif s'exprime comme le bilan des densités de flux énergétiques radiatives gagnées ou perdues par une surface, c'est aussi la puissance par unité de surface, les densités surfacique de flux sont ici exprimées en valeur absolues :

$$R_n = (1 - a) \cdot R_g + \varepsilon \cdot (R_a - R_t) \quad (1)$$

avec

R_n = Rayonnement net [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$]

R_g = Rayonnement solaire global [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$]

a = Albedo[.]

ε = Émissivité [.]

R_a = Rayonnement atmosphérique [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$]

$R_t = \sigma T_s^4$ Rayonnement surfacique loi de Stefan-Boltzmann [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$]

$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ constante de Stefan-Boltzmann

2.2 Équation du bilan d'énergie

$$R_n + H + LE + G = \Delta E \quad (2)$$

avec :

- ΔE la variation d'énergie stockée dans la couche de surface supposée infiniment fine (ce terme est souvent considéré négligeable lorsque le système est considéré en état stationnaire ou quasi-stationnaire).
- R_n est le bilan radiatif Éq. (1),
- H le flux de chaleur sensible Éq. (3),
- LE le flux de chaleur latente Éq. (4),
- G le flux conductif

exprimés en $[W \cdot m^{-2}]$, ces termes sont décrits ci-dessous.

2.2.1 Flux de chaleur sensible

$$H = \rho C_p \cdot h(u) \cdot (T_s - T_a) \quad (3)$$

avec :

$$\begin{aligned} \rho &= 1,2 \text{ kg m}^{-3} \text{ masse volumique de l'air} \\ C_p &= 1000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \text{ chaleur spécifique de l'air} \\ h(u) &: \text{fonction d'échange croissante de la vitesse du vent } u \text{ [m} \cdot \text{s}^{-1}] \\ T_s &: \text{température de l'air au niveau de la surface [K]} \\ T_a &: \text{température de l'air au niveau de référence [K]} \end{aligned}$$

2.2.2 Flux de chaleur latente

$$LE = \frac{L_v M}{RT} \cdot h(u) \cdot (P(Tr_s) - P(Tr_a)) \quad (4)$$

avec :

$$\begin{aligned} L_v &= 2,46 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1} \text{ chaleur latente de vaporisation de l'eau} \\ M &= 18 \cdot 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1} \text{ masse molaire de l'eau} \\ R &= 8,32 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \text{ constante des gaz parfaits} \\ T &: \text{température de l'air [K]} \\ h(u) &: \text{fonction d'échange croissante de la vitesse du vent } u \text{ [m} \cdot \text{s}^{-1}] \\ P(Tr_s) &: \text{pressions partielles de vapeur saturante au niveau de la surface} \\ P(Tr_a) &: \text{et au niveau de référence dans l'air [Pa]} \end{aligned}$$

3 TD

3.1 Bilan radiatif

Les figures 1 et 2 représentent les valeurs des différents termes du bilan radiatif mesurés au cours de deux journées d'été à Grignon.

3.1.1 Connaissances

1. Donnez une définition simple de chacun des termes présentés sur la figure 1 et précisez pour chacun d'eux si les flux qu'ils représentent sont dits de «grande longueur d'onde» ou de «courte longueur d'onde».

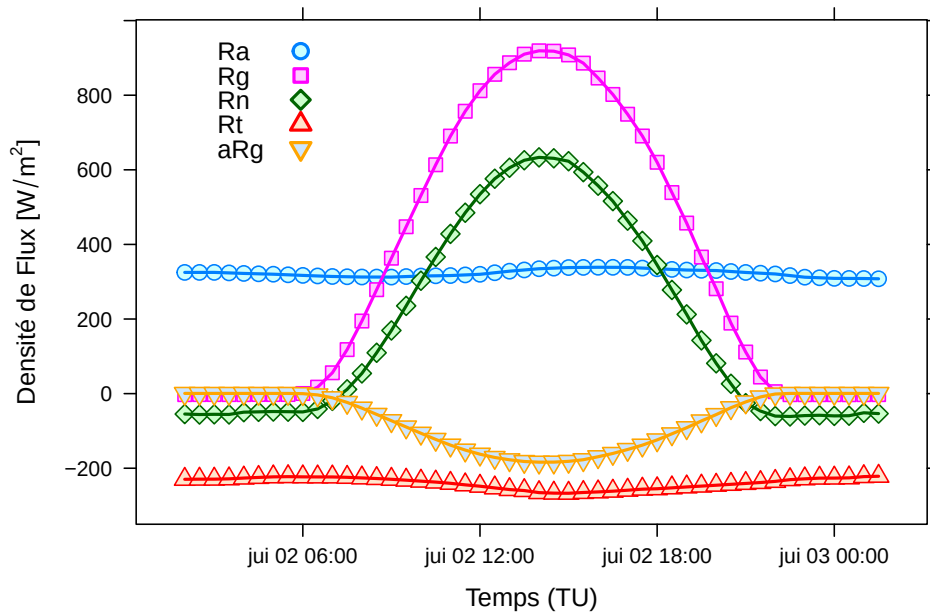


Figure 1: Évolution au cours d'une journée des termes du bilan radiatif mesurés au-dessus d'un couvert de blé (Grignon, ICOS juin 2009)



- R_g est le rayonnement global : c'est la somme des deux composantes (directe et diffuse) du rayonnement solaire qui parviennent à la surface. Il s'agit de rayonnement d'origine solaire, donc de courte longueur d'onde.
- aR_g est la partie du rayonnement global qui est réfléchi par la surface, le terme a étant l'albedo de la surface. Comme le rayonnement incident R_g est un rayonnement de courte longueur d'onde, la partie réfléchi est également de courte longueur d'onde.
- R_a est le rayonnement atmosphérique. Il est émis par les constituants de l'atmosphère dont la température est très inférieure à celle de la surface du soleil : il s'agit donc d'un rayonnement dit de grande longueur d'onde.
- R_t est le rayonnement émis par la surface de végétation considérée, dont la température est également très inférieure à celle de la surface du soleil. Il s'agit donc d'un rayonnement dit de grande longueur d'onde.
- R_n représente le bilan de tous ces flux radiatifs gagnés ou perdus par la surface. Il détermine l'énergie radiative disponible au niveau de la surface de végétation.

2. Expliquez l'évolution journalière de R_g , R_t et R_a .



- Rayonnements de courte longueur d'onde (d'origine solaire) :

Le flux radiatif incident solaire (R_g) suit une courbe d'allure sinusoïdale au cours de la journée, avec un maximum à 12hTU, et une valeur nulle pendant la nuit. Cette courbe est déterminée par la course apparente du soleil sur la voûte céleste, et donc par l'angle d'incidence du rayonnement solaire direct avec la surface au cours de la journée. La régularité de la courbe montre qu'il s'agit d'une belle journée, et qu'à aucun moment le rayonnement solaire direct n'a été atténué par la présence d'un nuage. La partie réfléchi (aR_g) évolue logiquement de la même façon.

- Rayonnements de grande longueur d'onde (d'origine tellurique) :

Le rayonnement atmosphérique (R_a) est assez constant au cours de la journée. La température et l'humidité des basses couches de l'atmosphère sont donc assez constantes au cours de cette période. En l'absence de couverture nuageuse, la valeur de R_a est de l'ordre de $360 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la surface (R_t) dépend directement de la température de la surface: $R_t = \sigma T^4$. Ainsi, le rayonnement émis par la surface est plus important de jour (quand la surface s'échauffe du fait de l'absorption du rayonnement solaire) que de nuit.

Pendant la journée, le rayonnement net, bilan de tous ces termes, varie de façon assez parallèle à celle du rayonnement global. L'énergie solaire joue donc un rôle déterminant pour le bilan radiatif d'une surface de végétation. Pendant la nuit, le rayonnement net est légèrement négatif, les apports atmosphériques (R_a) étant inférieurs aux pertes radiatives de la surface (R_t)

3. Pourquoi aR_g et R_t ont ils des valeurs négatives sur ce graphique?



Ces deux termes représentent des flux énergétiques qui «quittent» la surface. Par convention, on considère dans le bilan que les flux gagnés par la surface sont notés positivement, et que les flux perdus sont considérés comme négatifs. Les flux gagnés par la surface participent à son réchauffement, alors que les flux perdus participent au refroidissement.

4. Calculer le rayonnement net au-dessus d'une surface dont l'albedo a vaut 0,2 [...], l'émissivité $\varepsilon = 0,95$ [...], une température 30°C, avec: $R_g = 800 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ et $R_a = 350 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.



L'expression du rayonnement net est : $R_n = R_g(1 - a) + \varepsilon_s(R_a - \sigma T_s^4)$

Le calcul donne: $R_n = 800(1 - 0,2) + 0,95(350 - 5,67 \cdot 10^{-8}(273 + 30)^4) = 517 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$

Les données qui ont servi à ce calcul sont assez représentatives de ce qu'on peut observer à Grignon à midi, en été et par beau temps. Dans ce cas, R_n est de l'ordre de $500 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

5. Même question, mais de nuit, avec un rayonnement atmosphérique R_a de $350 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ et une température de 15°C.



De nuit, le rayonnement d'origine solaire est nul. L'expression de R_n se simplifie donc : $R_{n\text{nuit}} = \varepsilon_s(R_a - \sigma T_s^4)$.

Le calcul donne $R_{n\text{nuit}} = 0,95(350 - 5,67 \cdot 10^{-8}(273 + 15)^4) = -38 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$

Ainsi, la nuit, en fonction des valeurs prises par R_a et T_s , il n'est pas rare que le rayonnement net prenne une valeur négative, correspondant au fait qu'en valeur absolue, R_a est inférieur à R_t . Dans ce cas, cela se traduit par une perte d'énergie radiative par la surface.

3.1.2 Analyse et réflexion

6. Le rayonnement net R_n peut-il être négatif ? Quelle(s) conséquence(s) au niveau de la surface de la végétation ?



Si R_n est négatif, cela correspond à une perte d'énergie radiative par la surface. Cette perte doit être compensée par les autres termes du bilan d'énergie : apports par conduction depuis le sol vers la surface, refroidissement de l'air au voisinage de la surface ; condensation (rosée ou givre) au niveau de la surface. Pour alimenter cette perte radiative, la surface commence donc par se refroidir, ainsi que l'air qui se trouve directement au-dessus d'elle. La principale conséquence de ce qu'on appelle ce «refroidissement radiatif nocturne» est un risque de gel pour les éléments de végétation.

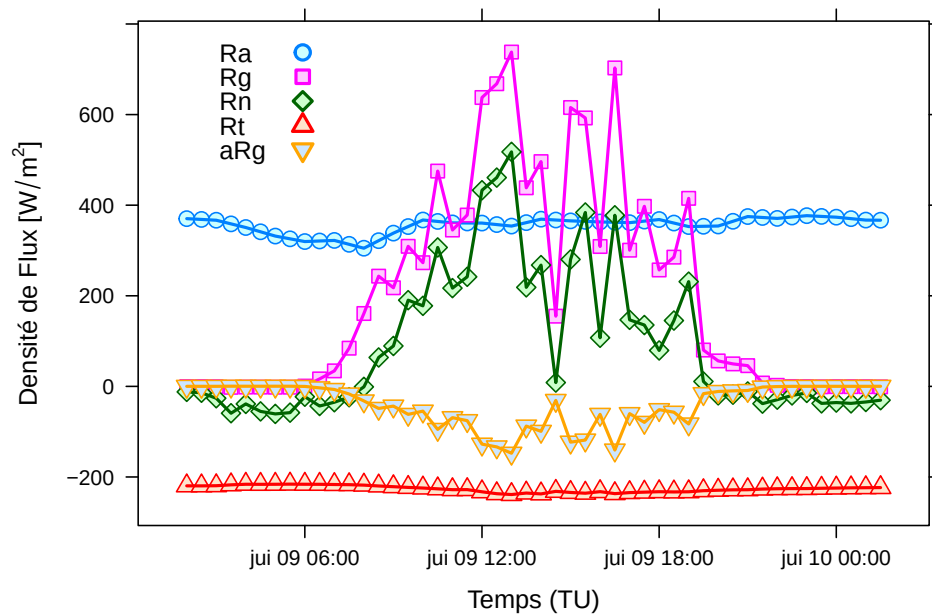


Figure 2: Évolution au cours d'une journée des termes du bilan radiatif mesurés au-dessus d'un couvert de blé (Grignon, ICOS juin 2009)

7. La figure 2 représente les termes du bilan radiatif au cours d'une autre journée d'été. Comparez ce graphique au précédent. Quelles sont les principales différences, et comment les interprétez-vous ?



La première différence (et la plus importante) est celle qui existe entre les valeurs de rayonnement global des deux journées. Sur la figure 2, R_g a en effet des valeurs nettement plus faibles et variant de façon beaucoup moins régulière (pics successifs) que sur la figure 1. Cette situation correspond à la présence d'un couvert nuageux, qui absorbe tout le rayonnement direct et ne laisse filtrer qu'une partie du rayonnement diffus en fonction de l'épaisseur et de la densité des nuages.

Le rayonnement atmosphérique R_a est sensiblement plus fort sur la figure 2 que sur la figure 1. Ceci vient du fait que dans le cas de la figure 2, c'est la base des nuages qui est la principale source de rayonnement atmosphérique. Celle-ci se trouvant à une altitude assez basse, sa température est plus élevée que celle des couches d'atmosphère qui émettent du rayonnement vers la surface par temps clair. De plus, lors d'une journée nuageuse l'humidité de l'air est plus importante ce qui accroît le rayonnement atmosphérique.

Compte tenu de la plus faible disponibilité en rayonnement de courte longueur d'onde (R_g) au niveau de la surface, les variations de température de celle-ci pendant la journée sont moins sensibles que dans le cas précédent. Aussi, le rayonnement émis par la surface (R_t) est donc plus faible que dans le cas précédent.

Pendant la journée, le rayonnement net, bilan de tous ces termes, évolue comme sur la figure 1 de façon parallèle à celle de R_g . Pendant la nuit, on constate que sa valeur reste très proche de zéro. Ceci s'explique par les valeurs de R_a plus élevées, compensant les pertes dues au rayonnement émis par la surface R_t .

8. À partir de la loi de Stefan-Boltzmann, calculez le rayonnement surfacique du soleil, sachant que la température du soleil est de 5778K, et l'émissivité vaut 1. Calculer l'intensité du rayonnement solaire extraterrestre noté I_0 appelé aussi constante solaire à partir de D distance terre soleil ($D = 149,6 \cdot 10^6$ km) et du rayon du soleil ($r_s = 695\,700$ km). Calculer l'intensité du rayonnement solaire extraterrestre noté I_0 appelé aussi constante solaire.



$$R_{solaire} = 5,67 \cdot 10^{-8} \cdot 5\,778^4 = 6,32 \cdot 10^7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}.$$

Compte-tenu de la distance terre soleil, la fraction de rayonnement solaire reçue par la terre est qu'une faible contribution du rayonnement surfacique solaire.

Pour calculer la constante solaire, on considère que l'énergie radiative émise radialement venant du soleil se propage dans le vide sans perte jusqu'à la terre. Ainsi l'énergie contenu dans la sphère de rayon D (distance terre-soleil) est égale à celle émise à la surface du soleil.

$$(4\pi r_s^2)\sigma T_s^4 = (4\pi D^2)I_0$$

$$\text{d'où } I_0 = \sigma T_s^4 \left(\frac{r_s}{D}\right)^2 = 1366 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$$

9. À partir de la constante extrasolaire I_0 calculez la température d'équilibre de la terre en considérant que l'albédo de la terre a est 0,3, commentez.



Le soleil illumine la terre d'une quantité d'énergie contenue dans un disque de surface πr_t^2 et se répartie sur l'ensemble de la surface terrestre $4\pi r_t^2$. Ainsi il arrive $1/4 I_0$.

$$\frac{I_0}{4}(1-a) = \varepsilon \sigma T^4,$$

On en déduit alors la température d'équilibre

$$T = \left(\frac{I_0(1-a)}{4\varepsilon\sigma}\right)^{1/4}$$

$T = 256\text{K}$ correspondant à -16 degrés correspondant à un astre céleste ne possédant pas d'atmosphère. En complétant le bilan d'énergie avec le rayonnement associé l'effet de serre nous obtenons une température de la terre plutôt de l'ordre de 15 degrés

10. Donnez l'expression du rayonnement net en fonction de I_0 à la surface de la lune (1) en se situant à son équateur et (2) à une latitude « h ».



L'expression du rayonnement net d'une surface située à l'équateur de la lune est donc:

$$Rn = I_0(1 - a_{lune}) - \varepsilon_{lune}\sigma T_{lune}^4$$

Si la surface se trouve à une latitude h , il faut tenir compte de l'angle d'incidence du rayonnement d'origine solaire reçu par la surface.

$$Rn = I_0(\cos h)(1 - a_{lune}) - \varepsilon_{lune}\sigma T_{lune}^4$$

11. Donnez l'expression du bilan d'énergie à la surface de la lune.



Nous avons déjà vu qu'on pouvait considérer que la lune n'a pas d'atmosphère. Ainsi, tous les termes liés aux transferts convectifs (déplacement de la masse d'air) n'existent pas sur la lune. Seuls le terme radiatif (Rn_{lune} précédemment exprimé) et le terme conductif sont à prendre en compte.

De ce fait l'expression du bilan d'énergie est très simple: $Rn_{lune} + G = 0$

12. À midi solaire, par beau temps, le rayonnement global (R_g) à Grignon en été est il égal à la constante solaire I_0 ? Justifiez.



Contrairement à ce qui se passe sur la lune, le rayonnement solaire qui parvient à la surface de la terre a préalablement traversé l'atmosphère. Une fraction de ce rayonnement a donc été soit absorbée, soit réfléchi par celle-ci. D'autre part, I_0 concerne une surface perpendiculaire au rayonnement solaire. Comme Grignon n'est pas situé dans la zone intertropicale, cette situation n'est jamais rencontrée. Il faut donc également toujours prendre en compte une réduction du rayonnement reçu par la surface en fonction de l'angle d'incidence du rayonnement.

3.2 Application au bilan d'énergie

Les figures 3, 4 et 5 représentent les termes du bilan d'énergie mesurés au-dessus d'une même parcelle à deux dates données.

3.2.1 Connaissances

1. Quelle différence existe-t-il entre LE qui est le flux de chaleur latente et l'évapotranspiration notée souvent ETR ?

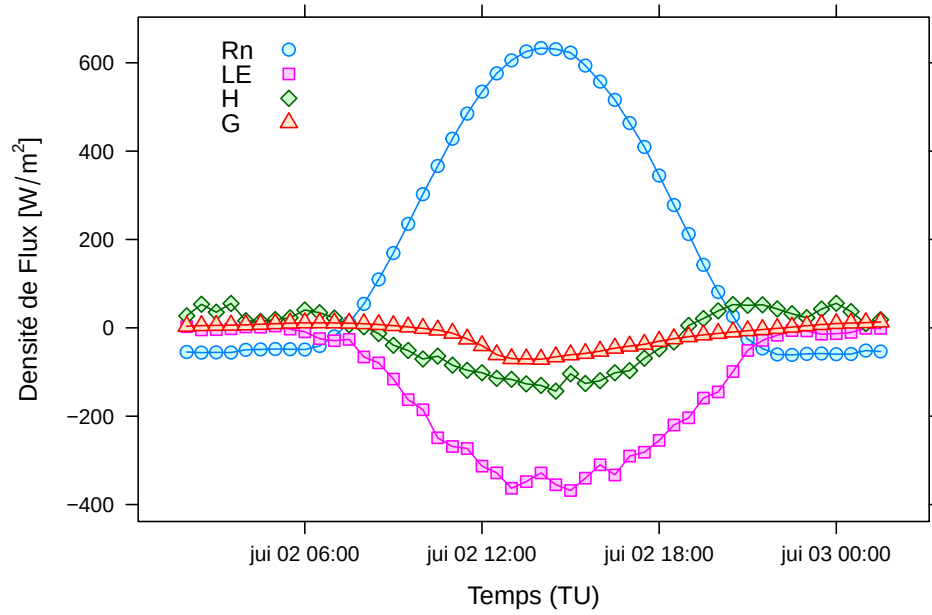


Figure 3: Évolution au cours d'une journée des termes du bilan d'énergie mesurés au-dessus d'un couvert de blé (Grignon, ICOS juin 2009)

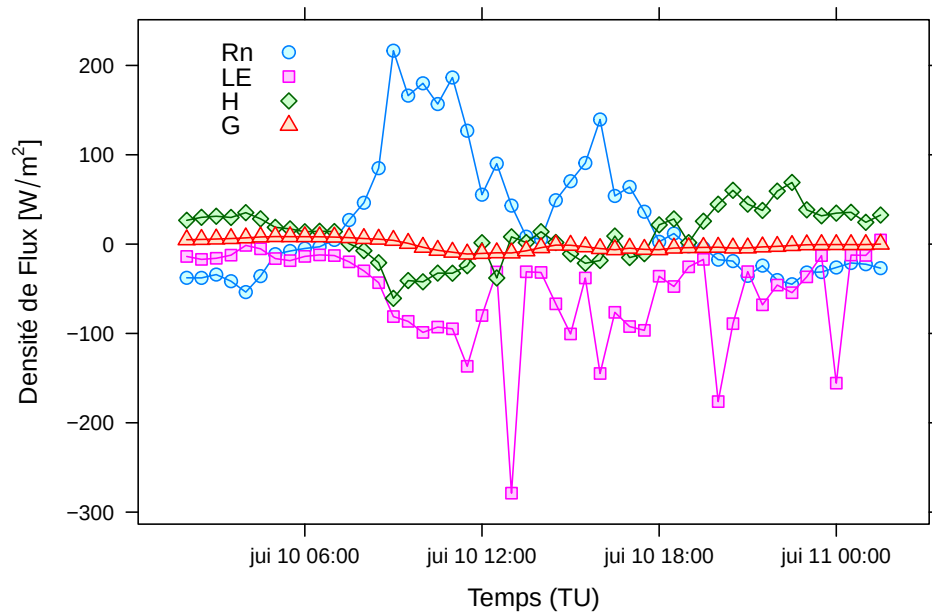


Figure 4: Évolution au cours d'une journée des termes du bilan d'énergie mesurés au-dessus d'un couvert de blé (Grignon, ICOS juin 2009)

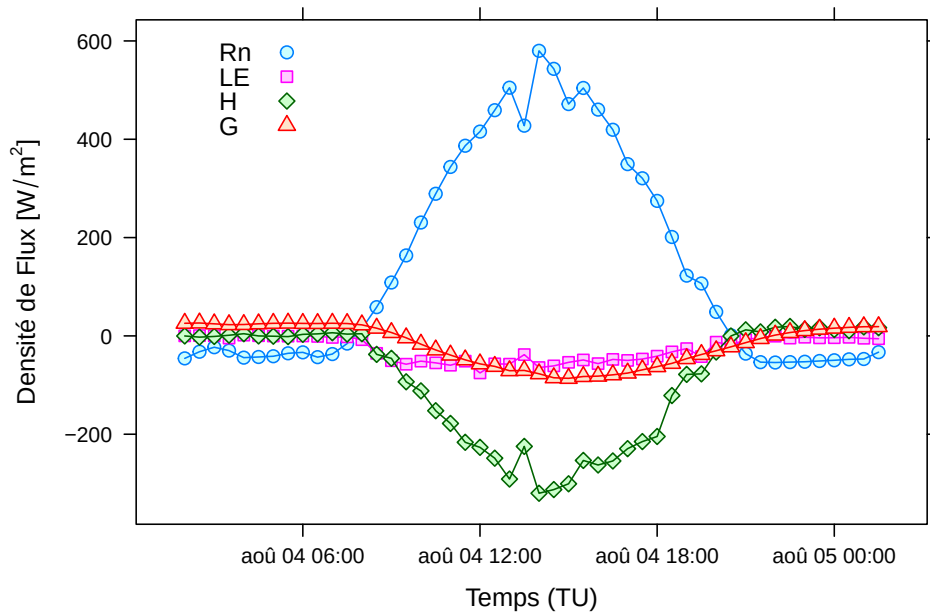


Figure 5: Évolution au cours d'une journée des termes du bilan d'énergie de blé (Grignon, ICOS août 2009)



Le flux de chaleur latente est un terme du bilan énergétique quantifiant la vaporisation de l'eau liquide. Il représente donc l'énergie correspondant aux pertes d'eau par évaporation de la surface, et s'exprime en $W \cdot m^{-2}$, soit en $Jm^{-2}s^{-1}$.

Le terme d'*ETR* (Evapotranspiration réelle) est le plus souvent réservé à la description de la quantité d'eau liquide perdue par la surface par évapotranspiration. On l'exprime le plus souvent en mm/jour ou en mm/heure (rappelons qu'un millimètre d'eau correspond à une masse d'un kilo d'eau par mètre carré de surface de végétation).

Ainsi, les deux termes quantifient le même phénomène (l'évapotranspiration). Si on exprime cette évapotranspiration par unité de temps (secondes) et de surface (mètre carré), on peut relier ces deux grandeurs par la relation:

$$LE[Jm^{-2}s^{-1}] = Lv[Jkg^{-1}]ETR[kgm^{-2}s^{-1}]$$

Où Lv représente la chaleur latente de vaporisation de l'eau: $Lv = 2,46 \cdot 10^6 Jkg^{-1}$

3.2.2 Analyse et réflexion

2. Sur la figure 3, l'intensité maximale du flux LE mesurée à midi est de $380 W \cdot m^{-2}$. En approximant l'évolution journalière du flux LE , de la figure 3, par une fonction connue (par exemple une branche d'une courbe parabolique ou sinusoidale, voire un triangle), estimez la quantité d'eau évaporée au cours de la journée ?



Si on considère que la courbe est sinusoidale, on considère que le flux est nul au lever du soleil, atteint une valeur maximale égale à $350 W \cdot m^{-2}$ à 12h TU et diminue de nouveau pour prendre une valeur nulle au coucher du soleil. La somme des évapotranspirations (exprimée en Jm^{-2}) entre le lever et le coucher du soleil vaudra $(380/2) \times$ durée du jour (en secondes). Cette durée étant de 12 heures (43200 secondes), la quantité d'eau perdue par la surface sera donc $90 Js^{-1}m^{-2} \times 43200s/2,46 \cdot 10^6 Jkg^{-1}$, soit: $3,5 kgm^{-2}$ ou 3 mm pendant la journée, ce qui représente un flux d'évaporation assez moyen. (rappelons que dans nos régions en été, l'*ETP* représente environ 3 à 4 mm/jour)

3. Analysez les différences entre les figures 3, 4 et 5 et proposez une (plusieurs) explication(s) concernant ces différences observées entre les trois dates.



Les valeurs de rayonnement net sont assez comparables entre les deux dates du 2 juin et 4 août : l'énergie radiative disponible pour la surface est donc à peu près la même dans les deux cas. La différence provient de la façon dont cette énergie radiative disponible est «utilisée» par la surface : en juin ; le terme LE est supérieur (en valeur absolue) au terme H : une grande partie de l'énergie radiative reçue par la surface est transformée en chaleur, et celle-ci gagne l'atmosphère par le flux de chaleur latente LE (donc de l'évaporation), alors que les pertes par chaleur sensible sont plus faibles. Par contre, le 2 juin, on observe l'inverse : en valeur absolue, le terme H est supérieur au terme LE , ce qui indique qu'il y a peu d'évaporation. En effet, à cette date le blé a été récolté.

Les différences entre les 2 dates juin s'expliquent par des apports d'eau pluie.