

TD Transferts convectifs

M1 BIO-GÉO-CHIMIE APPLIQUÉE 2022

L'objectif de ce TD est d'illustrer les concepts de transferts convectifs, conductifs et diffusifs dans la couche limite de surface

Enoncé

Les Figures 1 et 2 représentent les termes du bilan d'énergie mesurés au-dessus d'une même parcelle agricole à deux dates données.

Quelle quantité d'énergie faut-il apporter pour faire évaporer 1 L d'eau dans une casserole, sachant qu'il fait 20°C dans la pièce ? $L(\text{eau}) = 2.4 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$. $C_p(\text{eau}) = 4.2 \cdot 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

$80 \cdot c_p(\text{eau}) + L(\text{eau})$

- 1 Que représentent les termes H et LE ?
2. Pouvez-vous expliquer la variabilité de leurs valeurs entre ces deux dates ?
3. Quels autres termes du bilan d'énergie de la surface ne sont pas représentés sur le graphique ? Faire un schéma qui représente l'ensemble de ces termes.
- 4 Quelle différence existe-t-il entre LE qui est le flux de chaleur latente à l'évapotranspiration E ?
- 5 Sur la Figure 1, l'intensité maximale du flux LE mesurée à midi est de 350 W/m^2 . Si ce flux avait été constant durant les 12h de jour, quelle aurait été la quantité d'eau évaporée ? Qu'en pensez-vous ?
6. Donnez l'expression du bilan d'énergie à la surface de la lune.
- 7 À Partir de l'équation de gaz parfait et en utilisant la relation ci-dessous, exprimer la décroissance de pression entre la surface et l'altitude z en supposant la température constante en fonction de l'altitude, puis en considérant que la température est une fonction linéaire de l'altitude

$$\frac{dP}{dz} = \rho g$$

- 8 A l'aide du Tableau 1, calculer le flux de conduction à la surface pour un sol argileux saturé en eau, avec $T(z = 0 \text{ cm}) = 25^\circ\text{C}$ et $T(z = -2.5 \text{ cm}) = 24.3^\circ\text{C}$.

Figures et tableaux

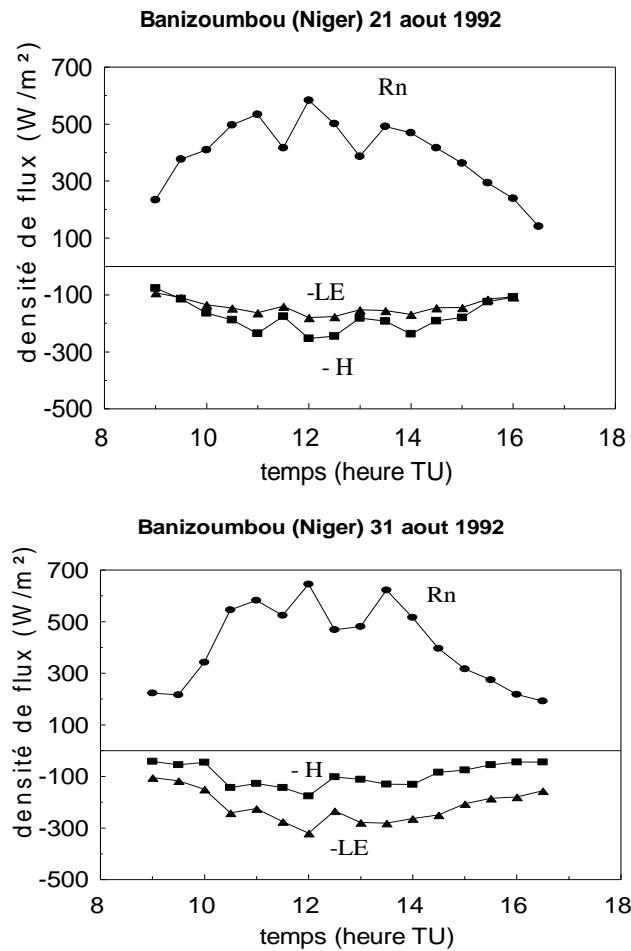


Figure 1. Evolution au cours d'une journée des termes du bilan radiatif mesurés au-dessus d'un couvert herbacé (Grignon, 2/8/97). **Figure 2.** évolution au cours d'une journée des termes du bilan d'énergie mesurés au-dessus d'une savane sahélienne (31 août 1992)

Tableau 1 : Propriétés thermiques de quelques matériaux naturels (d'après Arya, 1988)

Matériau	Conditions	ρ	c_p	C_p	λ	D_T
		kg·m ⁻³ x10 ³	J·kg ⁻¹ ·K ⁻¹ x10 ³	J·m ⁻³ ·K ⁻¹ x10 ⁶	W·m ⁻¹ ·K ⁻¹	m ² ·s ⁻¹ x10 ⁻⁶
Air	calme, 20°C	0,0012	1,00	0,0012	0,026	21,5
Eau	calme, 20°C	1,00	4,19	4,19	0,58	0,14
Glace	pure, 0°C	0,92	2,10	1,93	2,24	1,16
Neige	fraîche	0,10	2,09	0,21	0,08	0,38
Sol sableux espace poral 40%	sec	1,60	0,80	1,28	0,30	0,24
	saturé	2,00	1,48	2,98	2,20	0,74
Sol argileux espace poral 40%	sec	1,60	0,89	1,42	0,25	0,18
	saturé	2,00	1,55	3,10	1,58	0,51
Sol de tourbière espace poral 80%	sec	0,30	1,92	0,58	0,06	0,10
	saturé	1,10	3,65	4,02	0,50	0,12

Corrections

1 H et LE

H est le flux de chaleur sensible c'est un flux convectif, il correspond aux échanges convectifs de chaleur entre la surface et l'air. Il est proportionnel au gradient de chaleur $\rho c_p T$ entre la surface et l'atmosphère, le coefficient de proportionnalité est un coefficient d'échange $h(u)$ qui est fonction du vent u .

LE est aussi un flux convectif, appelé flux de chaleur latente. Flux d'énergie entre la surface et l'air engendré par l'évaporation de l'eau. Cette énergie est perdue par la surface au moment de l'évaporation ($L = 2.44 \text{ MJ kg}^{-1}$ à 25°C). Cette énergie est restituée au moment de la condensation de la vapeur d'eau en altitude (dans le nuage).

2 variabilité entre les 2 dates ?

Les Fig 1 et 2 présentent un R_n à peu près semblables. L'énergie radiative disponible au niveau du sol alimente les flux H et LE, qui suivent la même dynamique en valeur absolue que le R_n .

Pour le Fig 1 le LE et H sont à peu près semblables. Pour la Fig 2 le LE est plus fort et H plus faible => la différence entre les 2 dates entre LE et H provient d'un manque d'eau pour le 21 aout (Fig 1) dans ce cas la surface est plus sèche limitant le terme LE, la surface s'échauffe et H est donc plus élevé, il a surement plu entre le 2 dates !! D'où une évaporation plus forte le 31 aout.

3 autres termes ?

On remarque que le Bilan $R_n - H - LE$ reste non équilibré (-100 W/m^2) => il manque le flux de conduction G, l'échauffement de la surface permet le transfert de jour de la chaleur vers les couches plus profondes et réciproquement de nuit le refroidissement nocturne permet de restituer la chaleur des couches profondes du sol vers la surface.

4 différence entre LE et E

LE flux de chaleur latente c'est un flux d'énergie W m^{-2} ($\text{joule s}^{-1} \text{ m}^{-2}$)

E correspond à l'évaporation, une quantité d'eau évaporée par unité de surface et de temps ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) mais on la note aussi souvent (mm jour^{-1}). En effet $1 \text{ kg d'eau} = 1 \text{ litre}$ donc 1 kg m^{-2} d'eau équivaut à 1 mm .

5 LE = 350 W m⁻² valeur de E en mm

Pour un flux de chaleur de 350 W m^{-2} pendant 12h l'évaporation est

$$E = LE * \text{durée en seconde} / L = (350 \times 12 \times 3600) / (2.46 \times 10^9) = 0.006 \text{ m}$$

Donc $E = 6 \text{ mm}$

Oui c'est une forte valeur à titre de comparaison il pleut en moyenne 600 mm /an e, région parisienne

6 Bilan d'énergie sur la lune

$$dQ/dt = R_n + H + LE + G = 0 \text{ (sur la terre)}$$

$$dQ/dt = R_{nlune} + G = 0 \text{ (sur la lune) car sans air pas de convection}$$

Sur la lune, il n'y a pas d'atmosphère donc $R_a = 0$, donc $R_{nlune} = R_g - aR_g - R_s$

$$\text{Avec } R_{nlune} = (1-a) \cdot I_0' \cos(\text{Latitude}) - \epsilon_s T_s^4$$

Il y a donc une forte variabilité de température entre le jour et la nuit sur la lune du fait de la non dissipation du R_n par la convection. Par ailleurs, il n'y a pas de R_a ce qui amplifie le refroidissement nocturne.

7 Pression en fonction de l'altitude

La pression dépend de la force exercée par la colonne d'air au-dessus. La pression est la force divisée par la surface sur laquelle elle s'exerce. On a donc :

$$P = \int_z^\infty \rho g dz$$

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g$$

Si on applique la loi des gaz parfaits en supposant la température constante avec l'altitude et en notant M la masse molaire de l'air ($\sim 29 \text{ g mol}^{-1}$), on obtient :

$$P = \frac{n}{V} RT = \frac{\rho}{M} RT \Rightarrow \rho = \frac{MP}{RT}$$

$$\frac{dP}{dz} = -\frac{MP}{RT} g$$

$$\frac{dP}{dz} = -P \frac{Mg}{RT}$$

$$\frac{dP}{P} = -\frac{Mg}{RT} dz$$

En intégrant on obtient

$$\ln(P) = -\frac{Mg}{RT} z$$

$$P = P_0 \exp\left(-\frac{Mg}{RT} z\right)$$

Application numérique T = 280 K, z = H m

$$P = P_0 \exp(-29.10^{-2} * 9.81 / (8.31 * 280) * H)$$

$$P = P_0 \exp(-1.2 \cdot 10^{-3} * H)$$

Pour H = 8 m

$$P = 0.999 P_0$$

1mb pour environ 8 m

Si on suppose que la température dépend linéairement de z, avec un gradient vertical de température appelé a,

$$T(z) = T_0 - az$$

$$\frac{dP}{P} = -\frac{Mg}{R(T_0 - az)} dz$$

Soit en intégrant

$$\ln(P) = -\frac{Mg}{aR} \ln(T_0 - az)$$

$$\frac{P}{P_0} = \exp\left(-\frac{Mg}{aR} \ln(T_0 - az)\right)$$

8 conduction dans le sol

Dans le Tableau 1 on voit que $\lambda = 1.58 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ pour un sol argileux saturé en eau.

En appliquant la loi de Fourier

$$G = -\lambda \frac{dT}{dz}$$

On obtient

$$G = -1.58 \times 0.7 / (2.5 \cdot 10^{-2}) = -44.2 \text{ W m}^{-2}$$