

ÉCOLE POLYTECHNIQUE
FÉDÉRALE DE LAUSANNE

Cours de physique du sol

REGIME THERMIQUE DU SOL

Copie des transparents

Version provisoire

Prof. A. Mermoud

Janvier 2006

Régime thermique du sol

- 1. Introduction**
- 2. Echanges d'énergie à la surface du sol**
 - 2.1 Echanges radiatifs**
 - 2.2 Equation du bilan d'énergie**
- 3. Quantification des transferts de chaleur dans le sol**
 - 3.1 Loi dynamique**
 - 3.2 Equation de continuité**
 - 3.3 Equation générale**
- 4. Paramètres des équations de transfert de chaleur**
 - 4.1 Capacité thermique volumique**
 - 4.2 Conductivité thermique**
- 5. Variations du régime thermique des sols**

Température du sol

Principaux facteurs de croissance végétale:

- quantité d'eau disponible
- degré d'aération
- disponibilité en éléments nutritifs
- **température du sol**

La température du sol influence:

- ➔ processus **biologiques** (germination, absorption, activité biologique, etc.)
- ➔ processus physiques (propriétés de l'eau et du sol, transferts liquides et gazeux)
- ➔ processus chimiques (dissolution, précipitation, sorption, nitrification, etc.).

Echanges radiatifs

Loi de Stephan-Boltzmann

$$R = \varepsilon \sigma T^4$$

- R : flux énergétique émis par un corps, toutes longueurs d'onde confondues ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
- ε : émissivité $0.9 < \varepsilon < 1.0$ pour le sol
- σ : constante de Stephan-Boltzmann
 $\sigma = 5.68 \cdot 10^{-8} \text{ (J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{K}^{-4})$
- T : température absolue du corps ($^{\circ}\text{K}$)

Soleil : source principale d'énergie (intensité: $1400 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$). Essentiellement dans le visible et le proche IR:

$$0.3 < \lambda < 3 \text{ } \mu\text{m}$$

En l'absence de couverture nuageuse:

- env. 1/3 **réfléchi** dans l'espace par les hautes couches atmosphériques
- env. 17 % **absorbé** par l'atmosphère (vapeur d'eau, oxygène, ozone, CO₂, etc.)
- env. 1/4 **diffusé** par certaines molécules et particules atmosphériques: rayonnement diffus
- env. 1/4 arrive **directement** à la surface du sol: rayonnement direct

Facteurs influençant le régime thermique du sol

- ➡ **échanges énergétiques avec le milieu extérieur:** principalement échanges radiatifs de surface; dépendent fortement des conditions climatiques

déterminent la quantité globale d'énergie emmagasinée ou libérée par le système sol - végétation

- ➡ transport de chaleur dans le sol: principalement par **conduction**

Equation du bilan des échanges d'énergie à la surface du système sol-végétation

$$R_n = R_g (1 - \alpha) + R_a - R_t$$

R_n : rayonnement net **(J · m⁻² · s⁻¹)**

R_g : rayonnement solaire global **(J · m⁻² · s⁻¹)**

α : albédo

R_a : rayonnement atmosph. à onde longue **(J · m⁻² · s⁻¹)**

R_t : rayonnement terrestre à onde longue **(J · m⁻² · s⁻¹)**

Valeurs de l'albédo

Surface

Albédo α

Limon silteux sec	0.23
Limon argileux sec	0.18
Limons argileux humide	0.11
Herbe	0.24 - 0.26
Gazon	0.20 - 0.25
Orge	0.21 - 0.22
Blé	0.16 - 0.17
Forêt	0.05 - 0.20
Eau	0.03 - 0.10
Neige	0.7 - 0.95

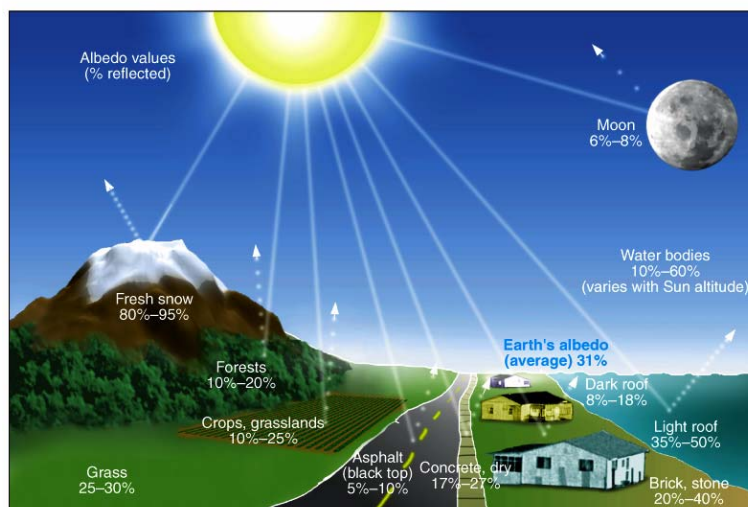
En général pour les sols: $0.1 < \alpha < 0.3$

Selon Ritchie (1972): $\alpha = \alpha_S + (0.25 - \alpha_S) \text{ LAI}$

α : albédo d'un sol couvert de végétaux

α_S : albédo d'un sol nu (α_S env. 0.1)

LAI : Leaf Area Index ($0 < \text{LAI} < 4$)



Equation du bilan d'énergie

$$R_n = \lambda ET + H + G + M$$

R_n : rayonnement net ($J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

λET : fraction du rayonnement utilisé pour l'évapotranspiration

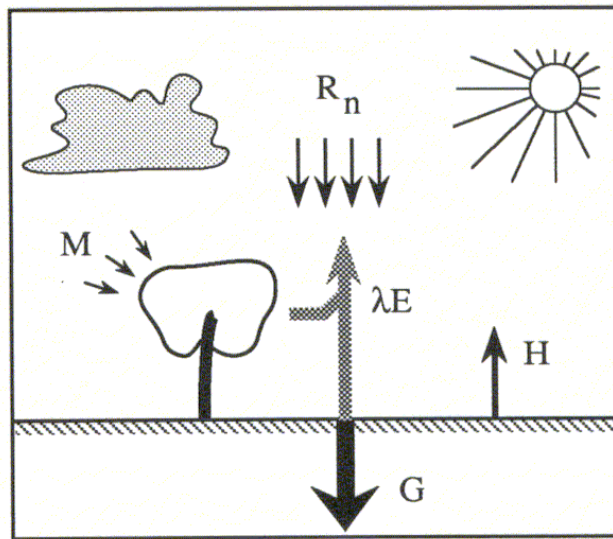
- λ : chaleur latente de vaporisation ($J \cdot kg^{-1}$)

- ET : flux massique d'eau d'ET ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

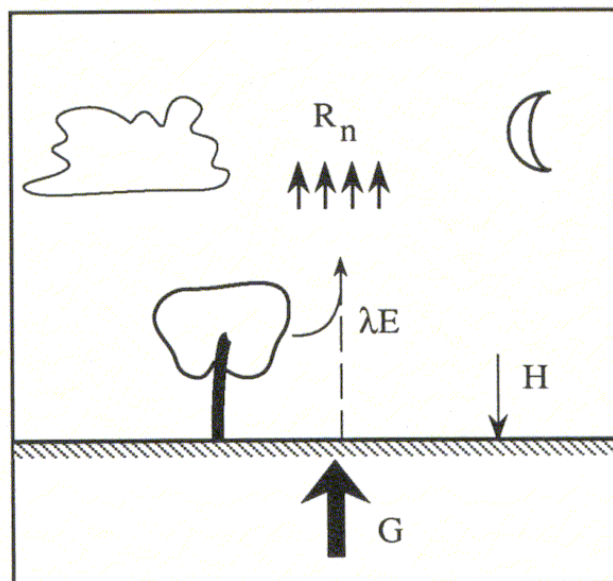
H : fraction utilisée sous forme de chaleur sensible

G : fraction transportée dans le sol

M : fraction transformée en énergie chimique par les végétaux



De Jour



De Nuit

Bilans énergétiques diurne et nocturne

Estimation de ET réelle

- ➔ **méthode du gradient de pression de vapeur**
- ➔ **méthode du rapport de Bowen**

Estimation de ET potentielle (de référence)

- ➔ **formules de Penman ou Penman-Monteith (fondées sur le bilan d'énergie)**
- ➔ **formules empiriques**

Estimation du flux de chaleur sensible et du flux de vapeur vers l'atmosphère

Flux de chaleur sensible H

$$H = -\rho_a c_{Fa} D_a \text{ grad } T$$

- H** : flux de chaleur sensible ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
 ρ_a : masse volumique de l'air ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)
 c_{Fa} : capacité thermique massique de l'air ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)
 D_a : coefficient de transfert turbulent de chaleur ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$)
T : température (K)

Flux de vapeur d'eau ET

$$ET = -\frac{\rho_a \varepsilon}{p_a} D_v \text{ grad } e$$

- ET** : flux de vapeur d'eau ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
 ε : rapport des poids moléculaires de l'eau et de l'air (0.622)
 p_a : pression atmosphérique (Pa)
 D_v : coefficient de transfert turbulent de vapeur ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$)
e : pression de vapeur (Pa)

Estimation du flux de vapeur d'eau

La vapeur d'eau est transportée de façon chaotique du voisinage immédiat de la surface du système sol-végétation par transfert turbulent d'air.

Il en résulte un transport net de vapeur d'eau de la surface à la cote z_0 et une hauteur de référence quelconque z_1 .

Ce flux turbulent est proportionnel au gradient de concentration de vapeur ρ_v entre les cotes z_0 et z_1 .

Flux de vapeur d'eau $ET(kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1})$

$$ET = D_v \left(\frac{\rho_{v0} - \rho_{v1}}{z_1 - z_0} \right)$$

ρ_v : concentration en vapeur d'eau (densité) ($kg \cdot m^{-3}$);
 ρ_{v0} correspond à la saturation si la surface est humide

D_v : coefficient de transfert turbulent de vapeur ($m^2 \cdot s^{-1}$)

L'équation peut être écrite en terme de pression de vapeur e en faisant appel à la loi des gaz parfaits (M_v : masse molaire de la vapeur d'eau):

$$\rho_v = \frac{M_v e}{R T} \quad \text{et} : \quad \rho_a = \frac{M_a p_a}{R T}, \quad \text{soit} : \quad \rho_v = \rho_a \frac{M_v e}{M_a p_a}$$

$$ET = \rho_a \frac{M_v D_v}{M_a p_a} \left(\frac{e_0 - e_1}{z_1 - z_0} \right) = \frac{\rho_a \varepsilon}{p_a} D_v \left(\frac{e_0 - e_1}{z_1 - z_0} \right)$$

ε : rapport des poids moléculaires de l'eau et de l'air (0.622)

p_a : pression atmosphérique (Pa)

e : pression de vapeur (Pa)

Estimation du flux de chaleur sensible

La chaleur est transportée du voisinage immédiat de la surface du système sol-végétation par transfert turbulent d'air contenant de la chaleur. L'air est transporté vers le haut de façon chaotique et échange de la chaleur avec l'air sus-jacent qui, à son tour, s'éloigne de la surface.

Il en résulte un transport net de chaleur entre la surface à la cote z_0 et une hauteur de référence quelconque z_1 .

Ce flux turbulent est proportionnel au gradient de concentration en chaleur ($\rho_a c_{Fa} T$) entre les cotes z_0 et z_1 .

Flux de chaleur sensible H ($J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

$$H = D_a \left(\frac{\rho_a c_{Fa} T_0 - \rho_a c_{Fa} T_1}{z_1 - z_0} \right) = D_a \rho_a c_{Fa} \left(\frac{T_0 - T_1}{z_1 - z_0} \right)$$

ρ_a : masse volumique de l'air ($kg \cdot m^{-3}$)

c_{Fa} : capacité thermique massique de l'air ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)

D_a : coefficient de transfert turbulent de chaleur ($m^2 \cdot s^{-1}$)

T : température (K)

Calcul du flux de vapeur d'eau vers l'atmosphère par la méthode du rapport de Bowen

$$\beta = \frac{\text{Flux de chaleur sensible}}{\text{Flux de chaleur latente évaporation}} = \text{rapport de Bowen}$$

Si D_v et D_a sont égaux:

$$\beta = \frac{H}{\lambda ET} = \frac{c_{Fa} p_a \text{ grad } T}{\lambda \varepsilon \text{ grad } e}$$

En introduisant β dans l'éq. du bilan d'énergie, on obtient:

$$R_n - G = \lambda ET(1+\beta) \quad \text{soit:} \quad ET = \frac{R_n - G}{\lambda(1+\beta)}$$

➡ nécessité de connaître R_n , G , grad T et grad e .

Equation de Penman

L'éq. de Penman associe la méthode du profil aérodynamique et l'éq. du bilan d'énergie, en supposant de coefficients de transfert turbulent identiques ($D_v = D_a$).

$$\text{En posant: } f(u) = - \frac{\rho_a C_{Fa} D_v}{\gamma (z_0 - z_a)}$$

$$H = \gamma f(u) (T_0 - T_a)$$

$$\lambda E = f(u) (e_0 - e_a) = f(u) (e_0(T_0) - e_a)$$

En associant ces 2 éq. de sorte à éliminer la température de surface, difficile à mesurer, et en y incluant l'éq. du bilan d'énergie, on obtient l'éq. de Penman:

$$\lambda E = \frac{\Delta (R_n - G) + \Delta f(u) (e_s(T_a) - e_a)}{\Delta + \gamma}$$

Δ : pente de la courbe de pression de vapeur

e_s : pression de vapeur saturante à la température moyenne de l'air T_a

$f(u)$: fonction de la vitesse du vent u à la hauteur z

Mécanismes de transport de chaleur dans le sol

➔ **Conduction**

➔ **Convection**

- transport convectif par les fluides en mouvement
- transport convectif de chaleur latente
- transport par convection naturelle

Transport de chaleur par convection

- **transport convectif par les fluides en mouvement**

$$q_{Fc} = C_{Fw} \Delta T q$$

q_{Fc} : flux de chaleur échangée entre le fluide et le solide ($J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

ΔT : différence de température entre le fluide et le solide (K)

C_{Fw} : capacité thermique volumique du fluide ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$)

q : flux liquide ($m \cdot s^{-1}$)

- **transport convectif de chaleur latente**

$$q_{Fv} = -\lambda_v D_v \text{ grad } T$$

λ_v : chaleur latente de vaporisation ($J \cdot kg^{-1}$)

D_v : diffusivité thermique de la vapeur ($kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1} \cdot K^{-1}$)

- **transport par convection naturelle**

$$q_{Fn} = -C_{Fw} D_t \text{ grad } T$$

D_t : diffusivité de thermodiffusion ($m^2 \cdot s^{-1}$)

Mécanismes de transport de chaleur dans le sol



Conduction



Convection

Transport de chaleur par conduction

1ère loi de conduction de la chaleur:

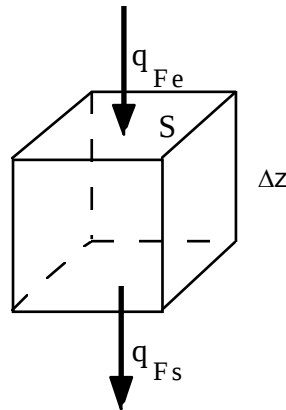
$$q_F = - K_F \text{ grad } T$$

q_F : flux de chaleur transportée par
conduction (J.m⁻².s⁻¹)

K_F : conductivité thermique (J.m⁻¹.s⁻¹K⁻¹)

T : température (K)

Equation de conservation de l'énergie



$$W_s - W_e = \Delta W$$

W_s : énergie quittant le sol
 W_e : énergie entrant dans le sol
 W : énergie stockée dans le sol

$$W_s = q_{Fs} S \Delta t$$

$$W_e = q_{Fe} S \Delta t$$

$$\Delta W = \Delta q_F S \Delta t \quad (t : \text{temps})$$

$$\text{Or : } \Delta W = - S \Delta z C_F \Delta T$$

(T : température)

(C_F : cap. thermique volumique)

$$C_F \frac{\Delta T}{\Delta t} = - \frac{\Delta q_F}{\Delta z}$$

soit, à 3 dimensions, et en passant à la limite:

$$C_F \frac{\partial T}{\partial t} = -\text{div } q_F$$

Eq. générale du transport de chaleur par conduction

1ère loi de **conduction** de la chaleur:

$$q_F = -K_F \text{ grad } T$$

Loi de **conservation** de l'énergie:

$$C_F \frac{\delta T}{\delta t} = -\text{div } q_F$$

→ Equation générale:

$$C_F \frac{\delta T}{\delta t} = \text{div } (K_F \text{ grad } T)$$

Transfert unidirectionnel:

$$C_F \frac{\delta T}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta s} \left(K_F \frac{\delta T}{\delta s} \right)$$

En introduisant la diffusivité thermique: $D_F = \frac{K_F}{C_F}$

$$\frac{\delta T}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta s} \left(D_F \frac{\delta T}{\delta s} \right)$$

Si la diffusivité thermique varie peu:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = D_F \left(\frac{\delta^2 T}{\delta s^2} \right)$$

Capacité thermique volumique C_F du sol

S'obtient en sommant la contribution de chacune des composantes du sol:

$$C_F = \sum_i C_{Fi} \varepsilon_i$$

C_{Fi} : capacité thermique volumique de la composante i

ε_i : fraction volumique de la phase i

soit:

$$C_F = C_{Fs} \varepsilon_s + C_{Fl} \varepsilon_l + C_{Fg} \varepsilon_g$$

ou encore ($C_{fg} \approx 0$) et en différentiant les contributions de composantes minérales et organiques:

$$C_F = C_{Fm} \varepsilon_m + C_{Fo} \varepsilon_o + C_{Fl} \varepsilon_l$$

m, o, l : composantes minérale, organique et liquide

Valeurs de la capacité thermique volumique des composants du sol

Éléments minéraux : $2 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$

Matière organiques : $2.5 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$

Eau : $4.2 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$

Air : $1250 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$

Habituellement dans les sols:

$$10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} < C_F < 3 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$$

(sol sec)

(sol saturé)

Thermal conductivity K_F

Soil : polyphasic medium

$$\Rightarrow K_F = f \left\{ \begin{array}{l} - \text{volumetric proportion of soil components} \\ - \text{size and arrangement of the solid particles} \\ - \text{interfacial contacts between the solid and liquid phase} \end{array} \right.$$

The ratio of the K_F for quartz, water and air is approximately:

$$\mathbf{300 : 20 : 1}$$

The thermal conductivities of the mineral compounds are all of the same order of magnitude. Nevertheless, the different soils follow the order:

$$\mathbf{\text{Sand} > \text{loam} > \text{clay} > \text{peat}}$$

The differences are related to the degree of packing and porosity of the system.

Increasing the **bulk density of soils improves the thermal contact between the solid particles as well as reduces the volume of low conducting air.**

Nevertheless the impact of raising the bulk density is small compared with the impact of increasing **water content of the soil.**

The presence of water films at the points of contact between particles has two effects: it improves thermal contact and air is replaced with water which has about 20 times the thermal conductivity of air.

Estimation du flux de chaleur G dans le sol

$$G = \sum_i C_{Fi} \left(\frac{\Delta T_i}{\Delta t} \right) \Delta z_i$$

- G : flux de chaleur dans le sol ($J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)
 C_{Fi} : capacité thermique volumique du sol au point i
 T_i : température du sol au point i
 t : temps
 Δz_i : hauteur de sol prospectée par le thermomètre i

➔ nécessité de disposer de mesures de température à différentes profondeurs

$$C_{Fi} = \sum_j C_{Fj} \varepsilon_j$$

- C_{Fj} : capacité thermique volumique de la composante j
 ε_j : fraction volumique de la composante j

Modélisation des fluctuations de température à la surface du sol

Avec la fonction sin :

$$T(t) = T_{\text{moy}} + A \sin (\omega(t - t_0))$$

T_{moy} : température moyenne de la période considérée

A : amplitude $A = (T_{\text{max}} - T_{\text{min}})/2$

ω : fréquence angulaire $\omega = 2\pi/\tau$

τ : période

t_0 : moment où la température moyenne est atteinte

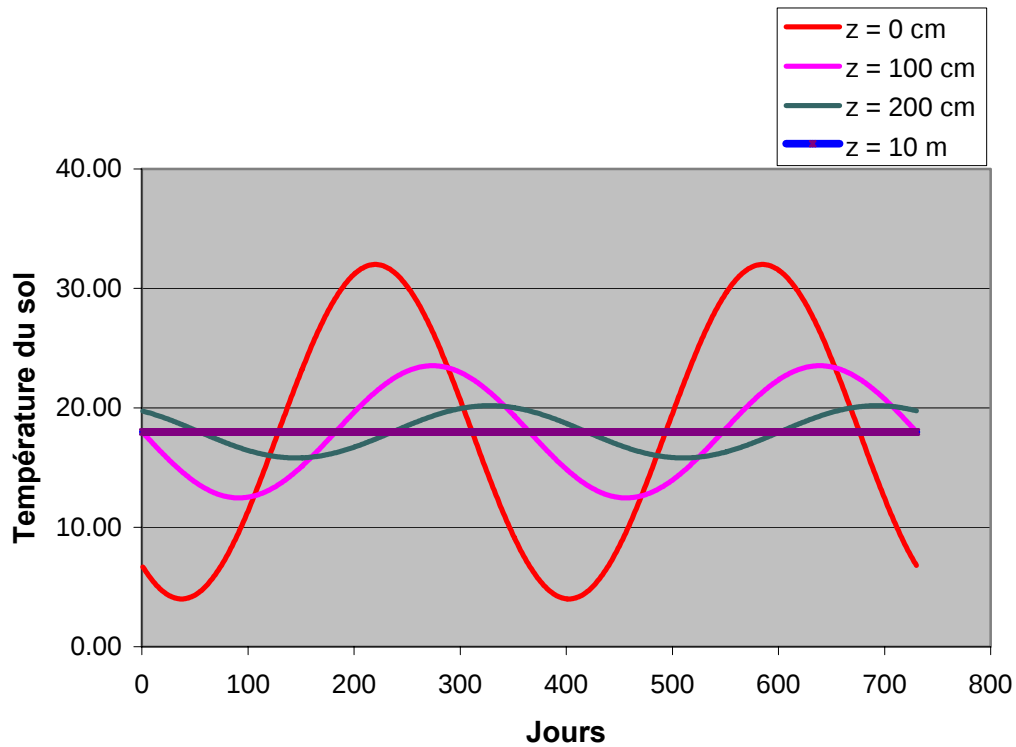
En effet pour $t = t_0$: $\sin(\omega(t - t_0)) = 0$ et $T = T_{\text{moy}}$

Avec la fonction cos :

$$T(t) = T_{\text{moy}} + A \cos (\omega(t - t_0))$$

t_0 : moment où la température maximale est atteinte

En effet pour $t = t_0$: $\cos(\omega(t - t_0)) = 1$ et $T = T_{\text{moy}} + A = T_{\text{max}}$



Solution analytique de l'équation de transfert de chaleur à diffusivité thermique constante (Carslaw et Jäger, 1957)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_F \left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right)$$

C. L. sup. : $T(0,t) = T_{\text{moy}} + A \cos (\omega(t - t_0))$

C. L. inf. : $T(\alpha,t) = T_{\text{moy}}$

$$T(z,t) = T_{\text{moy}} + A \exp (- z/d) \cos(\omega(t - t_0) - z/d)$$

avec: $d = (2 D_F/\omega)^{0.5}$ D_F : diffusivité thermique

Commentaires sur la solution de l'équation de transfert de chaleur

Solution de l'éq. de transfert de chaleur:

$$T(z,t) = T_{\text{moy}} + A \exp(-z/d) \cos(\omega(t - t_0) - z/d)$$

Peut aussi s'écrire:

$$T(z,t) = T_{\text{moy}} + A \exp(-z/d) \cos(\omega(t - t_0 - z/\omega d))$$

Commentaires:

- à toutes profondeurs, la température suit une loi sinusoïdale
- l'amplitude décroît avec la profondeur selon la loi: $A \exp(-z/d)$
- l'onde est retardée et déphasée par rapport à la surface d'une valeur: $\Delta t = -z/\omega d$
- à toutes les profondeurs, la période est la même: $\tau = 2\pi/\omega$
- toutes profondeurs présentent la même valeur de température moyenne T_{moy}