

Simulations de la Circulation Générale de l'Atmosphère

Travaux de Modélisation et de Simulation de la Majeure 2 "SEISM"

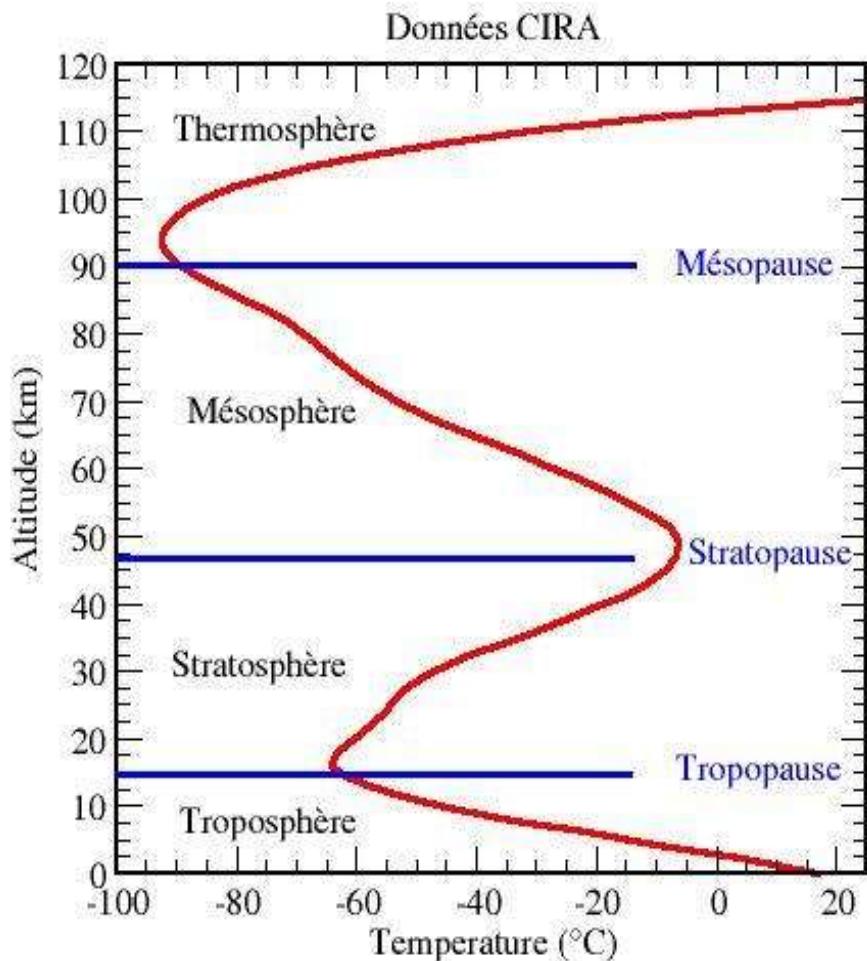
François Lott, Ecole Normale Supérieure, flott@lmd.ens.fr

- 1) Climatologies de la circulation générale de l'atmosphère
 - Et interprétation avec un modèle simple
- 2) Equations de la dynamique de l'atmosphère
- 3) Principes de base d'un modèle de circulation générale de l'atmosphère

1) Climatologies de la circulation générale de l'atmosphère

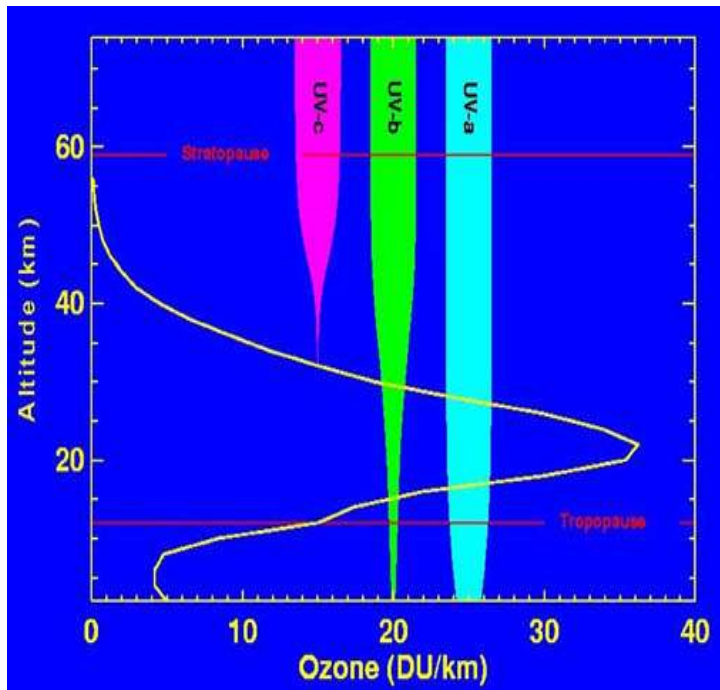
Les trois couches de l'Atmosphère neutre ($z < 100\text{km}$)

Température en fonction de l'altitude



- Données CIRA (1988): Roquettes et radiosondage s, satellites au dessus de 110km.
- **Troposphère: T décroît avec z, chauffage par le sol tandis que H₂O et nuages refroidissent le haut (IR).**
- **La moyenne atmosphère:**
 - contient 2 des 3 couches de l'atmosphère neutre: la stratosphère et la mésosphère
 - Les composants majoritaires y sont bien mélangés.
 - Pic de T à 50km, du à l'O₃. Définie la stratopause séparant la mésosphère et la stratosphère.
- **Au dessus, la thermosphère. C'est la couche la plus exposé au soleil et aux rayons X qui ionisent les particules: elle contient la ionosphère (80-500km) où se produisent les aurores boréales.**
- **Très peu dense T varie de 600K à 1800K en une journée.**
- **On n'est plus neutre, la composition varie du fait de la grande distance entre les atomes**

Absorption du rayonnement solaire direct (Chauffage par l'Ozone)



Profil d'Ozone aux moyennes latitude et
Altitude de pénétration des UV-a, UV-b,
UV-c

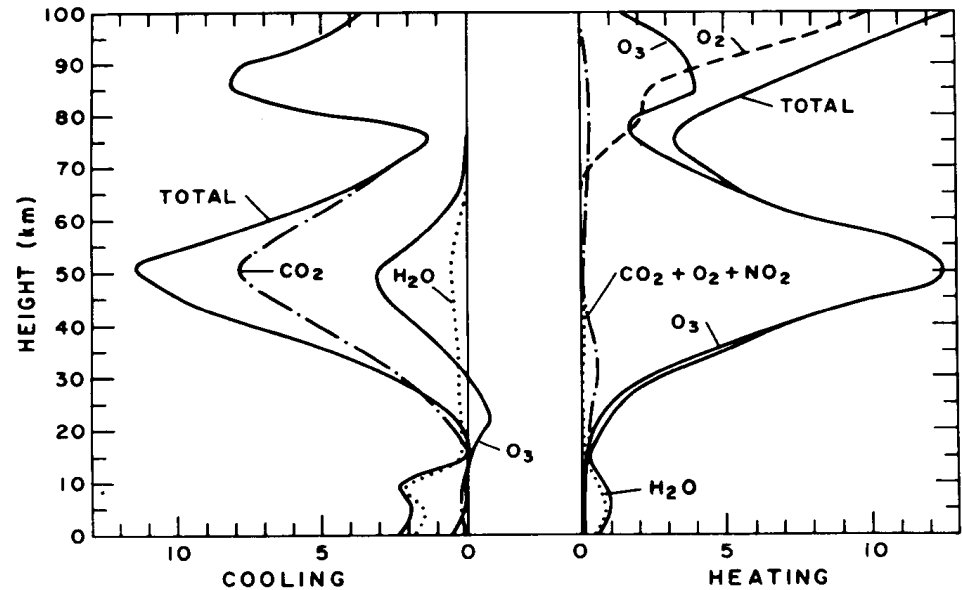
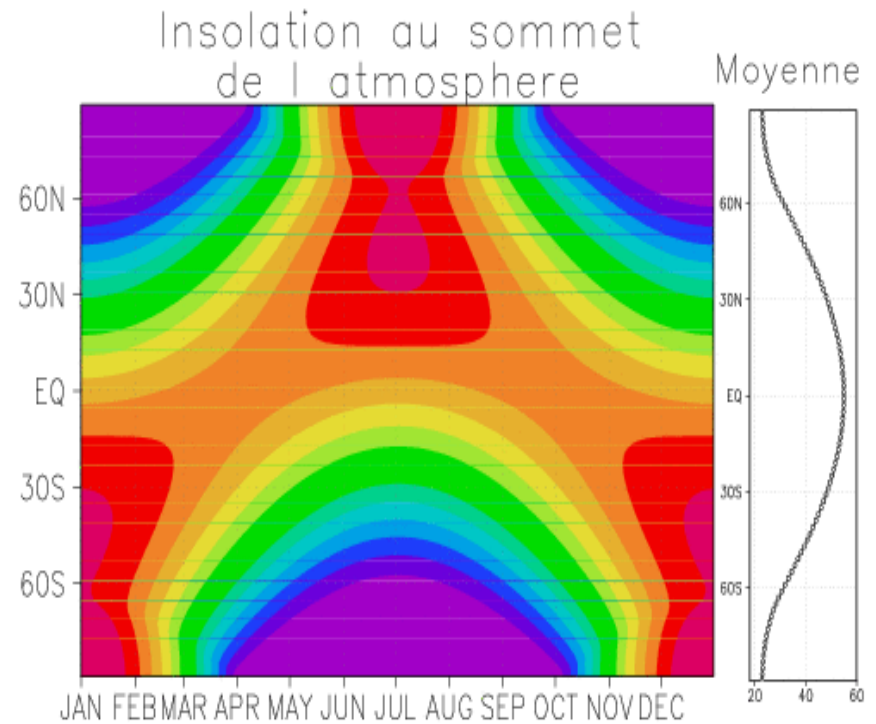
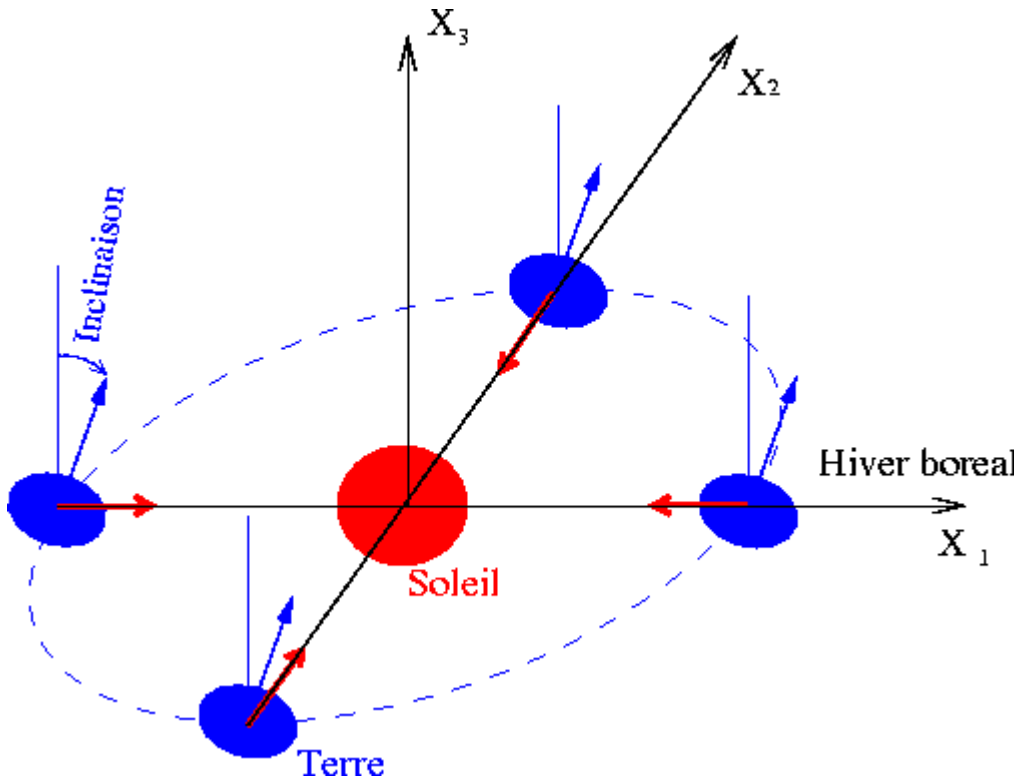


Fig. 2.1. Vertical distribution of heating due to absorption of solar radiation (right) and cooling due to emission of infrared radiation (left). [From London (1980), with permission.]

Distribution verticale du chauffage du à
l'absorption des rayons solaires et du
refroidissement du au rayonnement
infrarouge

Cycle saisonnier de l'ensoleillement

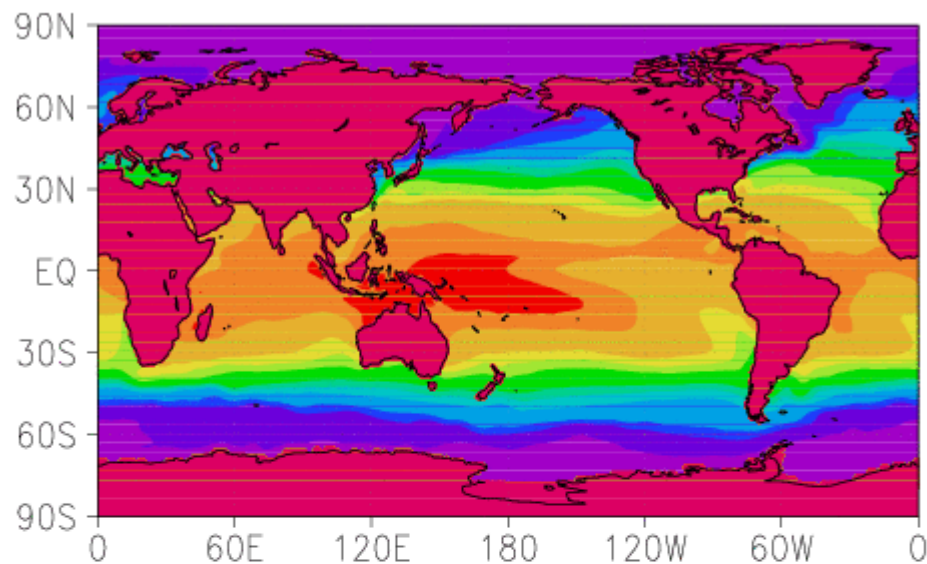


- L'Ozone réémet quasi-instantanément, et sous forme de chaleur, le rayonnement UV qu'elle absorbe
- L'ensoleillement moyen journalier est maximum aux pôles en été en partie car la journée y dure presque 24h
- En moyenne et au cours du temps l'insolation reste maximale à l'équateur

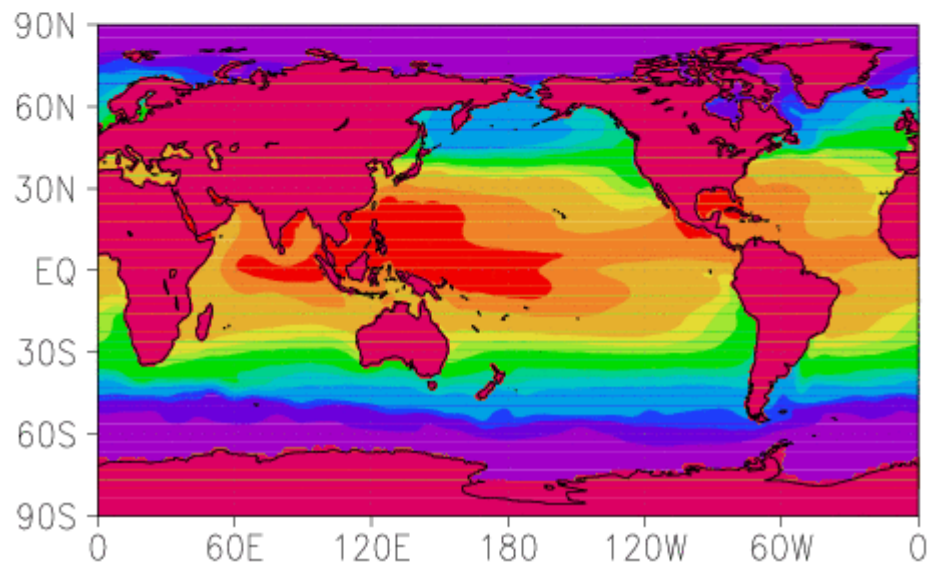
Chauffage par le sol (Infrarouge):

l'océan est un intégrateur temporel que la moyenne atmosphère ne

Temperature Surface de la mer voit pas
Janvier (ECMWF 1993–1997)



Juillet (ECMWF 1993–1997)



- La SST est toujours plus chaude dans la zone tropicale
- Elle maintient aussi un taux d'humidité important dans la troposphère équatoriale, et donc un effet de serre important
- La troposphère est en premier lieu forcée par le bas, et donc présentera un cycle annuel moins marqué que l'atmosphère moyenne

Flux Infrarouges (IR) à la surface et au sommet de l'atmosphère

Le flux vers l'atmosphère à la surface suit les profils de la Température du sol

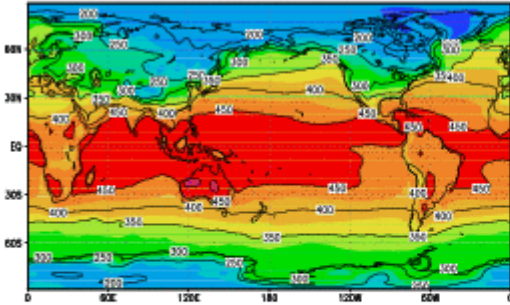
Les flux au sommet de l'atmosphère et vers l'espace sont beaucoup plus faibles que les flux au sol.

Ils proviennent essentiellement du sommet de la troposphère, cette dernière est quasiment opaques au flux IR

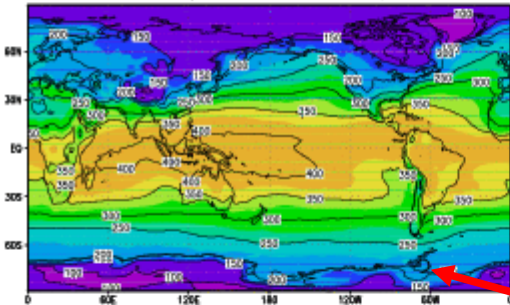
C'est l'effet de Serre

Noter que l'atmosphère réemet une bonne partie du Chauffage IR qu'elle reçoit (équilibre radiatif)

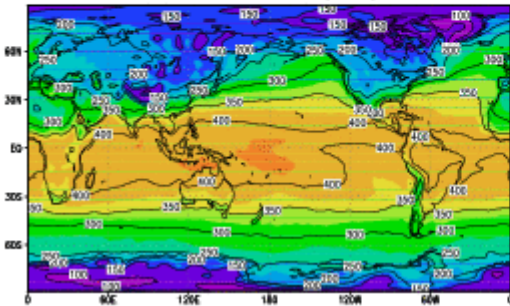
Upward Rad. Flux (Surf)



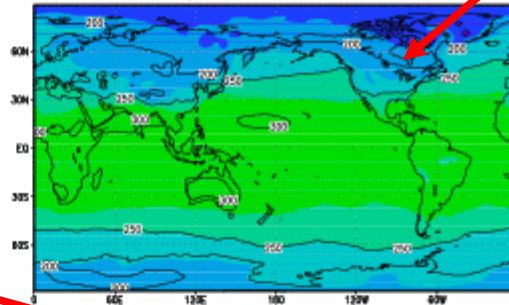
Clear Sky Downward Flux (Surf)



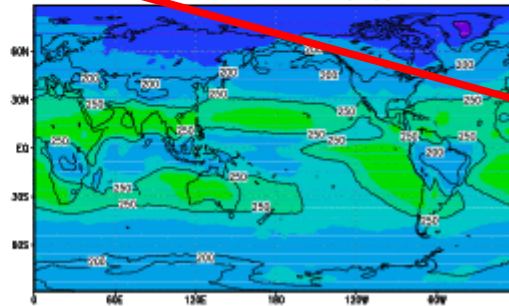
Downward Flux (Surf)



Clear Sky Upward Rad Flux (Top)

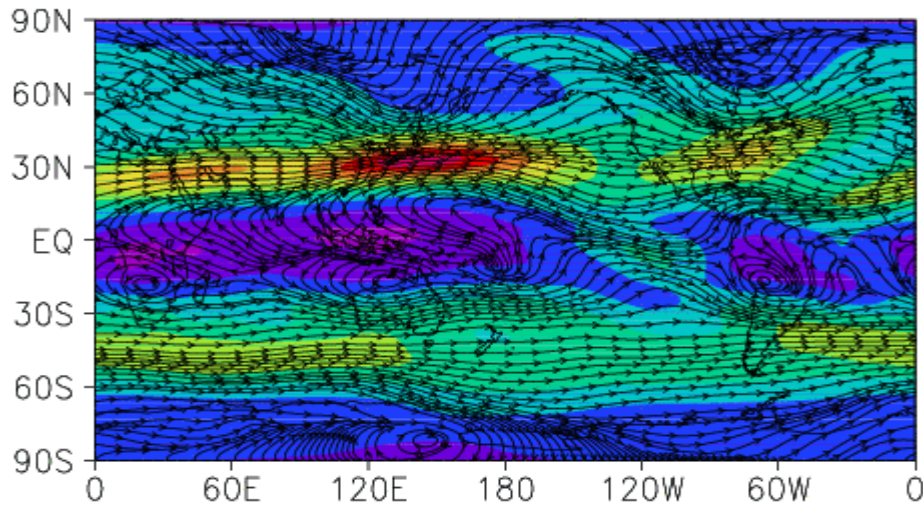


Upward Rad Flux (Top)



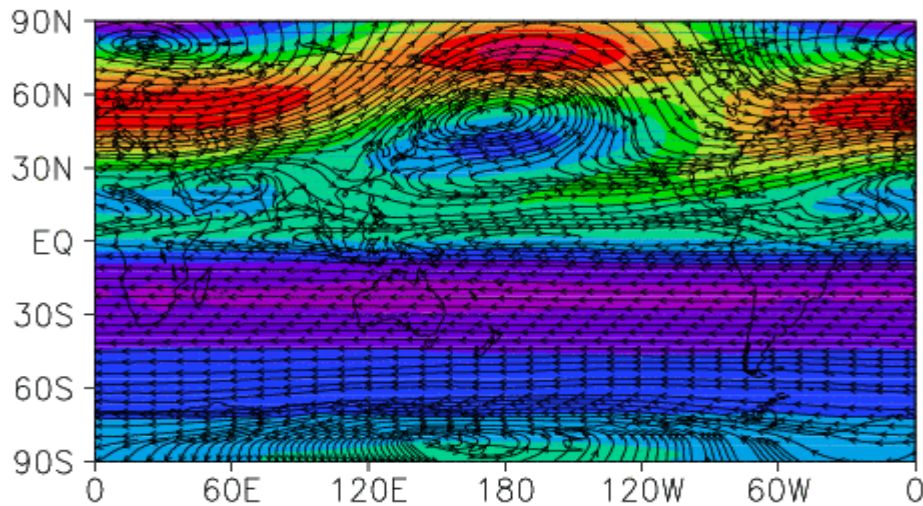
Un exemple flagrant de la différence entre les circulations générales dans la troposphère et la stratosphère

ECMWF (93–97) Vents d'hiver
Tropopause (12km)



- En moyenne temporelle et en hiver:
- Les vents dans la troposphère sont vers l'Est dans les 2 hémisphères et aux moyennes latitudes

Stratosphere (40km)



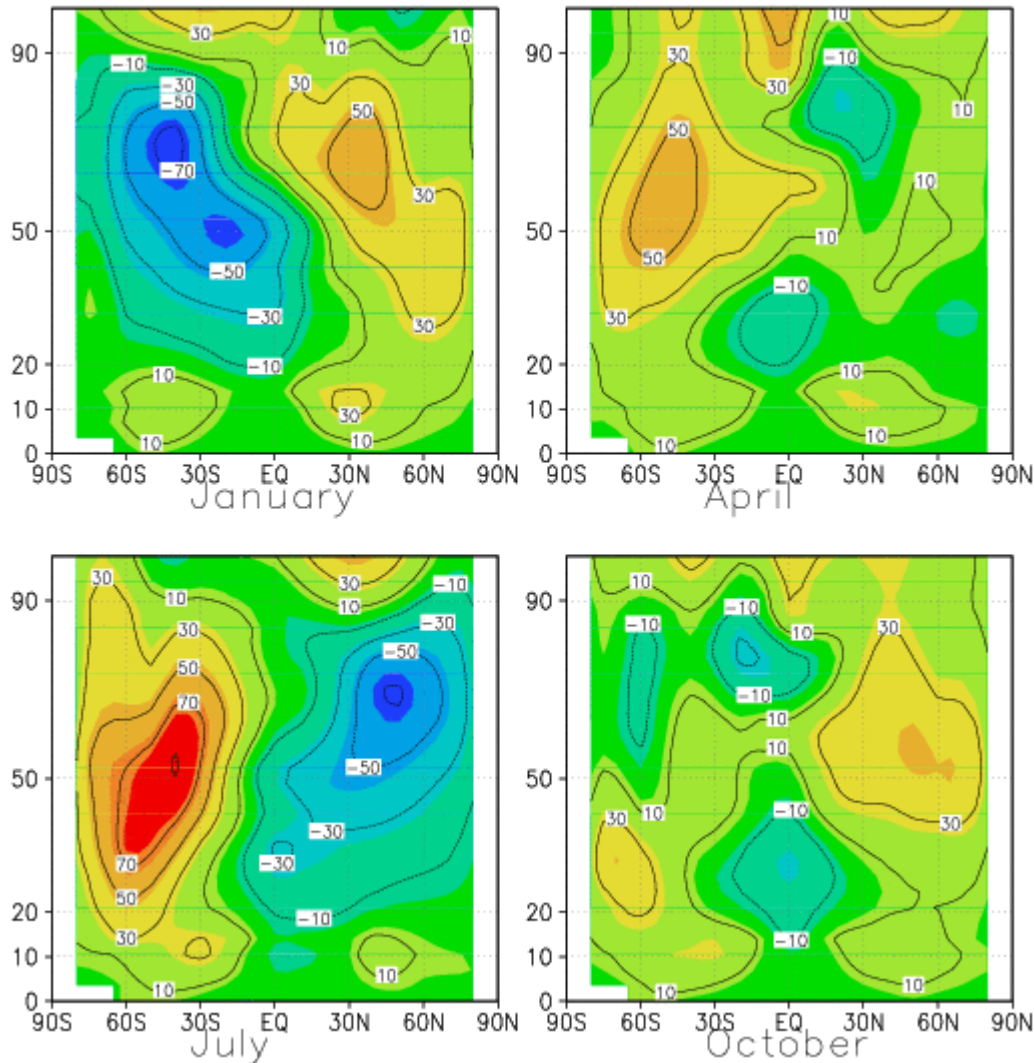
- Les vents dans la stratosphère sont vers l'Est dans l'hémisphère d'hiver, vers l'Ouest dans l'hémisphère d'été

Les moyennes zonales du vent zonal dans l'atmosphère neutre (données CIRA)

U (m/s)

Solstices

Equinoxes



- Dans la moyenne atmosphère (20-90km), on observe des jets vers l'Est dans l'hémisphère d'hiver, vers l'Ouest dans l'hémisphère d'été.
- Au printemps et à l'Automne, les jets sont essentiellement vers l'Est dans toute la moyenne atmosphère.
- A toute saison, il y a 2 jets vers l'Est et aux moyennes latitudes dans la troposphère.

Interprétation avec un modèle simple

Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique

Equations de base:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi}\right) u - \left(2\Omega + \frac{u}{a \cos \phi}\right) v \sin \phi = 0$$

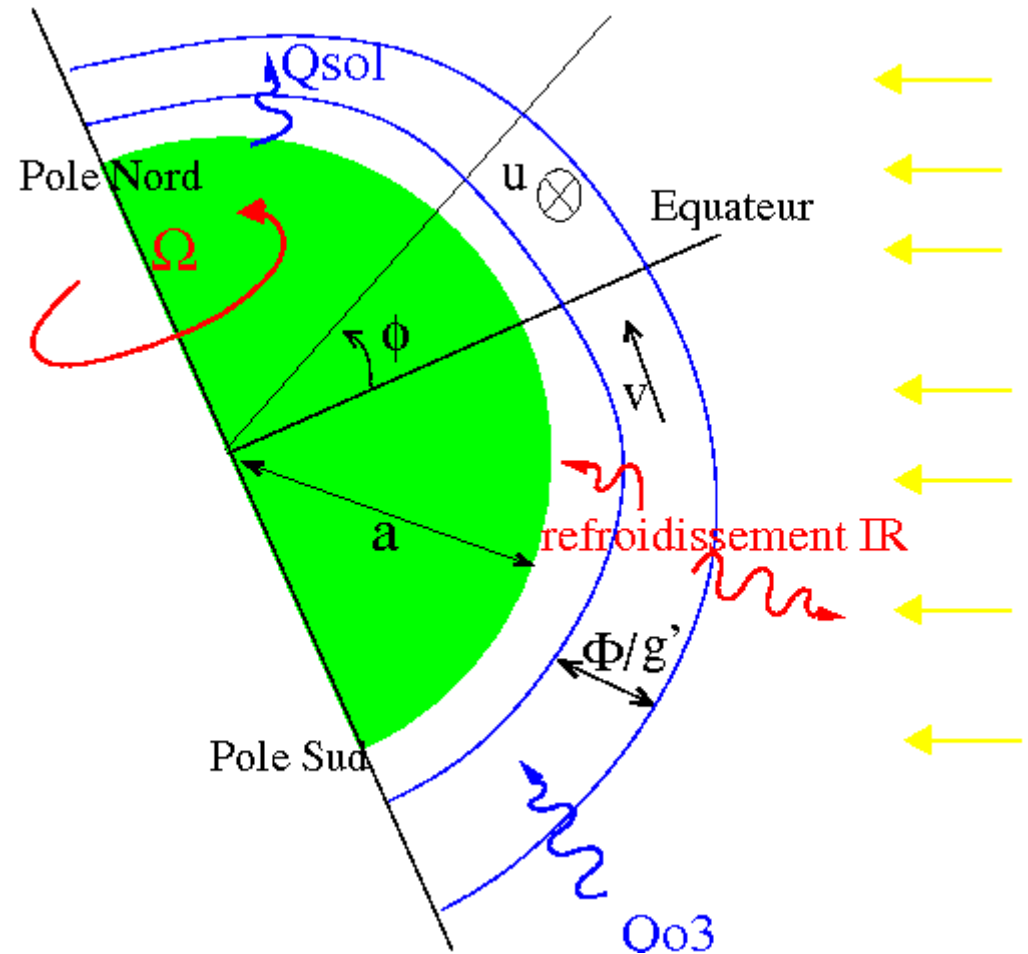
$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi}\right) v + \left(2\Omega + \frac{u}{a \cos \phi}\right) u \sin \phi = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi}$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi v \cos \phi}{\partial \phi} = Q - \overline{Q}^\phi - \alpha (\Phi - \Phi_0)$$

Conservation du moment angulaire et
force de Coriolis:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi}\right) (u \cos \phi + a\Omega \cos^2 \phi) = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial t} u \approx 2\Omega \sin \phi v$$

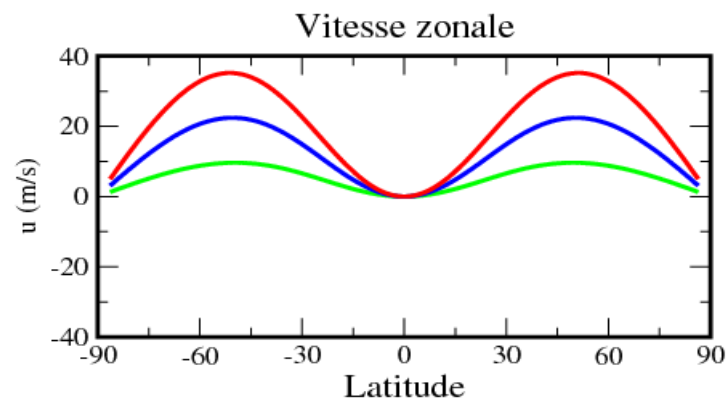
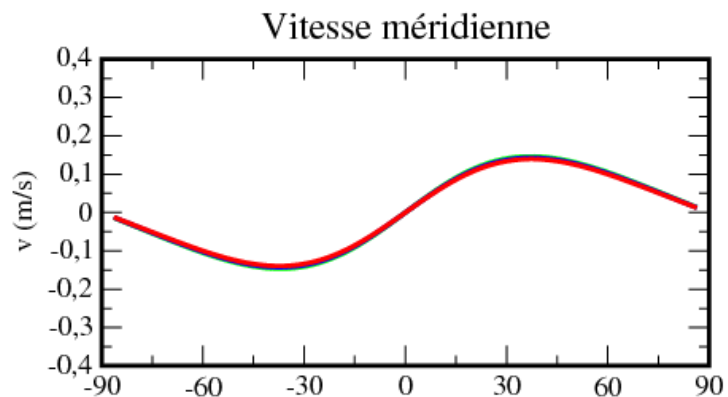
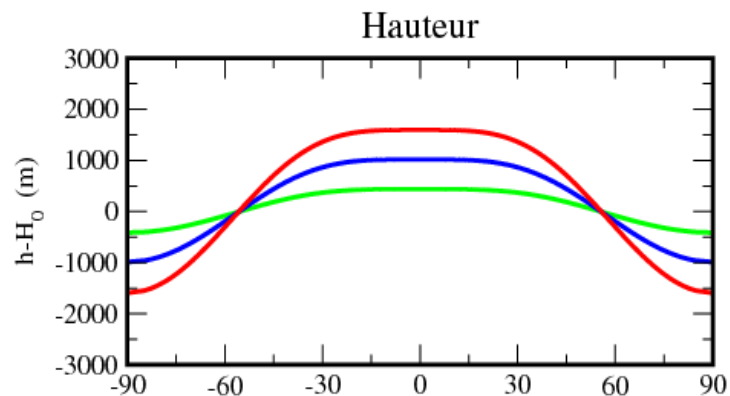
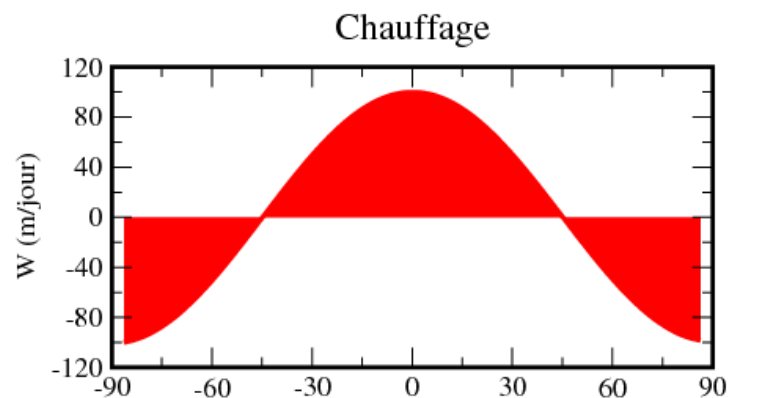


Φ est à la fois le potentiel et l'épaisseur de la couche via Φ/g' , sa valeur au repos est $\Phi_0/g' \sim 60\text{km}$; $g' \sim g$ est une gravité réduite, le temps caractéristique de refroidissement IR $\alpha \sim (1/5 \text{ jours})$.

Interprétation avec un modèle simple

Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique

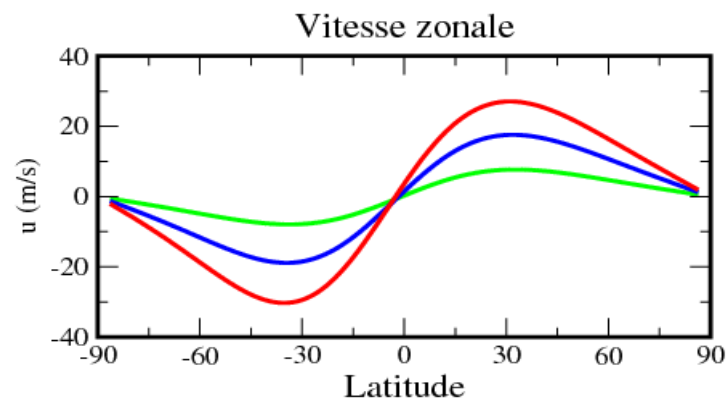
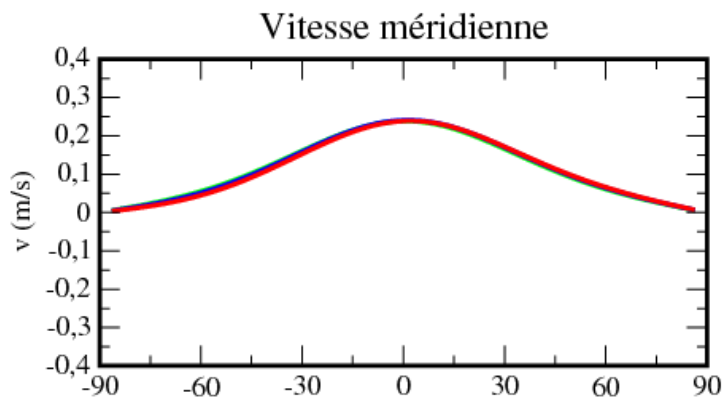
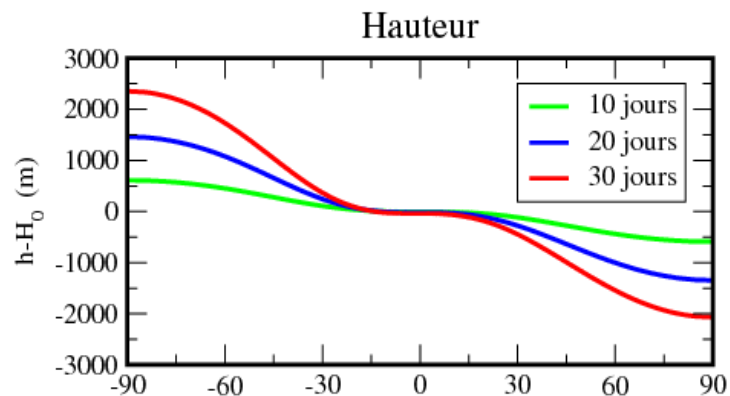
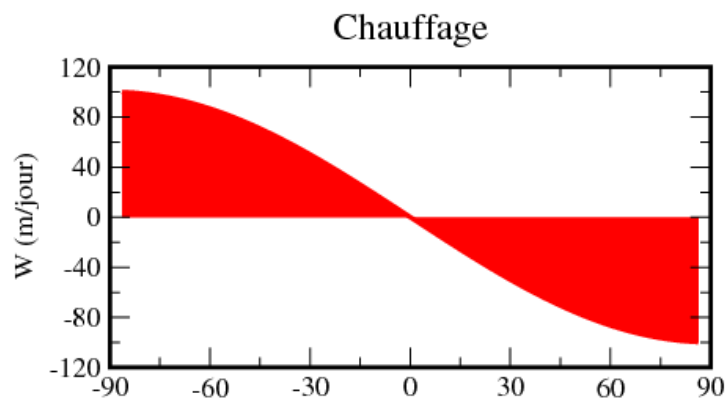
Forçage troposphérique (ou Equinoxe tropo et strato) pas de refroidissement IR



Interprétation avec un modèle simple

Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique

Forçage Stratosphérique, Hiver de l'Hémisphère Nord.



2. Equations de la Dynamique de l'Atmosphère

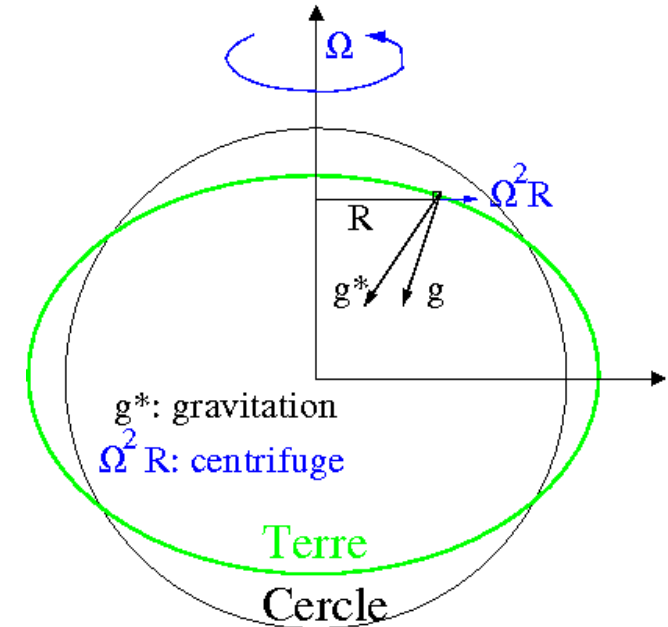
Loi de Newton dans un référentiel tournant:

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{U} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} + \vec{D}$$

\vec{D} : Forces de Friction

p : Pression

\vec{g} : vecteur incluant la gravitation et la force centrifuge



Accélération en coordonnées sphériques:

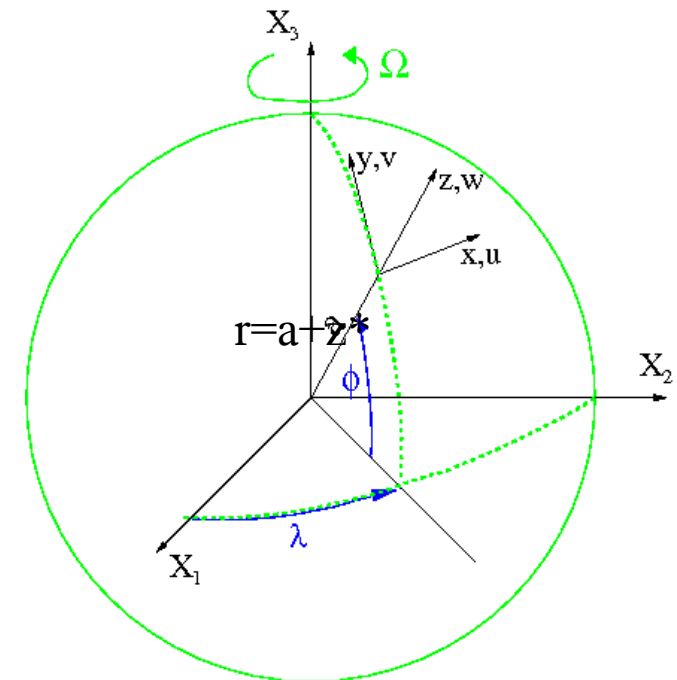
$$\frac{D\vec{U}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{U} = \begin{cases} \frac{Du}{Dt} - \frac{uv \tan \phi}{r} + \frac{uw}{r} \\ \quad - 2\Omega \sin \phi v + 2\Omega \cos \phi w \\ \frac{Dv}{Dt} + \frac{u^2 \tan \phi}{r} + \frac{vw}{r} \\ \quad + 2\Omega \sin \phi u \\ \frac{Dw}{Dt} - \frac{u^2 + v^2}{r} - 2\Omega \cos \phi u \end{cases}$$

Avec:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial}{\partial \phi} + w \frac{\partial}{\partial r}$$

et:

$$u = r \cos \phi \frac{D\lambda}{Dt}, \quad v = r \frac{D\phi}{Dt}, \quad w = \frac{Dr}{Dt}$$



2. Equations de la Dynamique de l'Atmosphère

Approximation pour une atmosphère mince ($z^* \ll a$, $w \ll u, v$)

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{U} \approx \begin{cases} \frac{Du}{Dt} - \frac{uv \tan \phi}{a} - 2\Omega \sin \phi v \\ \frac{Dv}{Dt} + \frac{uv \tan \phi}{a} + 2\Omega \sin \phi u \\ 0 \end{cases}$$

Avec:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

et:

$$u = a \cos \phi \frac{D\lambda}{Dt}, \quad v = a \frac{D\phi}{Dt}, \quad w = \frac{Dz}{Dt}.$$

Dans ce cadre la composante verticale de la loi de Newton se réduit à l'Approximation hydrostatique:
(les forces de frictions doivent aussi être faibles dans cette direction)

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

2. Equations de la Dynamique de l'Atmosphère

Introduction d'une coordonnée verticale décroissante uniformément avec l'altitude (z): $\eta(p, p_s)$ telle que $\begin{cases} \eta(0, p_s) = 0 \\ \eta(p_s, p_s) = 1 \end{cases}$

Dérivée particulaire:
$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + \dot{\eta} \frac{\partial}{\partial \eta}$$

Force de pression en utilisant cette nouvelle coordonnée:

Sur une surface $\eta = \text{cte}$:

$$\delta p = \left(\frac{\partial p}{\partial \lambda} \right)_{z\phi} \delta \lambda + \left(\frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{z\lambda} \delta \phi + \underbrace{\left(\frac{\partial p}{\partial z} \right)_{\lambda\phi}}_{-\rho g} \delta z$$

mais aussi:

$$\delta p = \left(\frac{\partial p}{\partial \lambda} \right)_{\eta\phi} \delta \lambda + \left(\frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{\eta\lambda} \delta \phi$$

En introduisant le geopotentiel $\Phi = gz$, et en écrivant:

$$\delta \Phi = \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_{\eta\phi} \delta \lambda + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right)_{\eta\lambda} \delta \phi$$

$$-\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_h p = - \begin{pmatrix} \frac{1}{\rho a \cos \phi} \left(\frac{\partial p}{\partial \lambda} \right)_{\eta\phi} & + \frac{1}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_{\eta\phi} \\ \frac{1}{\rho a} \left(\frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{\eta\lambda} & + \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right)_{\eta\lambda} \end{pmatrix}$$

2. Equations de la Dynamique de l'Atmosphère

$$\delta M = \rho a^2 \cos \phi \delta \lambda \delta \phi \delta z = -ga^2 \cos \phi \frac{\partial p}{\partial \eta} \delta \lambda \delta \phi \delta \eta$$

Conservation de la masse:

$$\frac{1}{\delta M} \frac{D\delta M}{Dt} = \frac{1}{\frac{\partial p}{\partial \eta}} \frac{D\frac{\partial p}{\partial \eta}}{Dt} + \frac{1}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial \cos \phi v}{\partial \phi} \right) + \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta}$$

En écrivant la conservation de la masse sous la forme:

$$\lim_{\delta M \rightarrow 0} \frac{1}{\delta M} \frac{D\delta M}{Dt} = 0$$

On obtient:

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial \eta} + \frac{1}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial}{\partial \lambda} \frac{\partial p}{\partial \eta} u + \frac{\partial}{\partial \phi} \frac{\partial p}{\partial \eta} \cos \phi v \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \dot{\eta} = 0$$

$$\frac{D\theta}{DT} = Q \quad \text{où} \quad \theta = T \left(\frac{p_r}{p} \right)^\kappa$$

p_r pression de référence constante et $\kappa = R/C_p$

Bilan de chaleur:

$$\frac{DT}{Dt} + \frac{\kappa T \omega}{p} = P_T$$

où $\omega = \frac{Dp}{Dt}$ est la vitesse verticale "pression",
et P_T représente les forçages diabatiques.

2. Equations de la Dynamique de l'Atmosphère

Récapitulatif:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + \dot{\eta} \frac{\partial}{\partial \eta} \right) u - \frac{uv \tan \phi}{a} - 2\Omega \sin \phi v &= -\frac{1}{\rho a \cos \phi} \left(\frac{\partial p}{\partial \lambda} \right)_{\eta \phi} - \frac{1}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_{\eta \phi} + P_U \\ \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + \dot{\eta} \frac{\partial}{\partial \eta} \right) v + \frac{uu \tan \phi}{a} + 2\Omega \sin \phi u &= -\frac{1}{\rho a} \left(\frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{\eta \lambda} - \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right)_{\eta \lambda} + P_V \end{aligned}$$

$$\text{Hydrostatique: } \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = -\frac{RT}{P} \frac{\partial p}{\partial \eta}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial \eta} + \frac{1}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial}{\partial \lambda} \frac{\partial p}{\partial \eta} u + \frac{\partial}{\partial \phi} \frac{\partial p}{\partial \eta} \cos \phi v \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \dot{\eta} &= 0 \\ \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + \dot{\eta} \frac{\partial}{\partial \eta} \right) T + \frac{\kappa T \omega}{p} &= P_T \end{aligned}$$

3. Principes de bases d'un modèle de circulation générale de l'atmosphère

Un Modèle de Circulation Générale de l'Atmosphère calcule l'évolution temporelle de diverses variables, essentiellement le vent, la Température et l'humidité, en différents points d'un **"maillage" 3D** qui couvre l'ensemble de l'atmosphère.

A partir d'un état initial, le modèle calcule l'évolution de ces variables, pas de temps après pas de temps

1) A un instant t on connaît la variable, X_t , en tout point de l'atmosphère (X peut-être u, v, T , ou p_s)

2a) On calcule alors son évolution due à l'advection (u, v, T), les forces de pression et la force de Coriolis (u, v) ou la conservation de la mass (p_s). C'est à dire tout les termes explicitement représentés par les équations de la dynamique du fluide. On appelle cette evolution, la tendance dynamique de X : $(\partial_t X)_{\text{dyn}}$

2b) On calcule aussi son évolution due aux échanges turbulents avec le sol (u, v, T) et dont les mouvements sont de trop petites échelles pour être représentés par la dynamique résolue par la grille du modèle. On calcul aussi l'évolution de la Température liée aux forçages radiatifs Infrarouge venant du sol, et visible venant du soleil et de la réflexion par le Sol. On appelle cette évolution la tendance physique de X : $(\partial_t X)_{\text{phys}}$

3) Au pas de temps suivant, $t+dt$, on calcul X_{t+df} et fonction de X_t et des tendances, c'est l'intégration des variables dans le temps. Exemple du pas dit d'"Euler":

$$X_{t+\delta t} = X_t + (\partial_t X)_{\text{dyn}} \delta t + (\partial_t X)_{\text{phys}} \delta t$$

3. Principes de bases d'un modèle de circulation générale de l'atmosphère

Discretisation verticale:

Pour représenter la dépendance verticale des variables

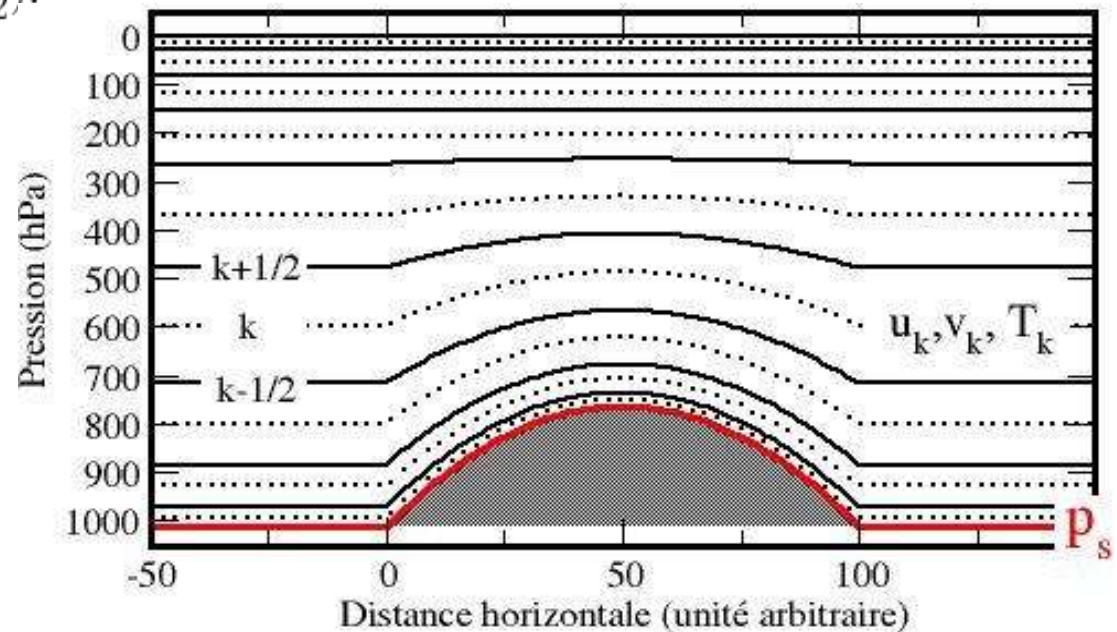
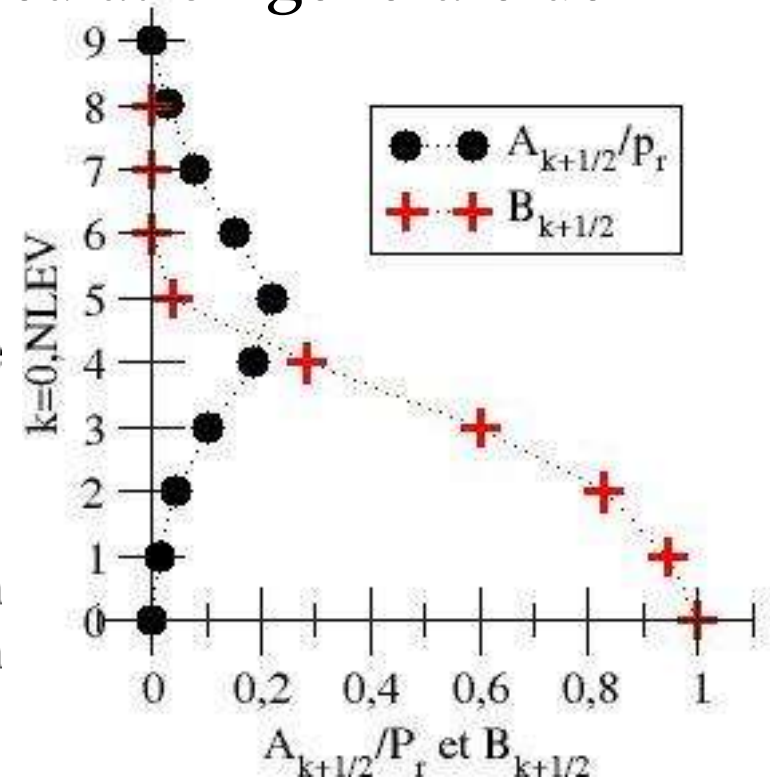
$$u, v, T,$$

on divise l'atmosphère en $NLEV$ couches, A l'interface de chaque couche la pression est définie par:

$$p_{k+1/2} = A_{k+1/2} + B_{k+1/2}p_s, \text{ pour } k = 0, NLEV.$$

Les $A_{k+1/2}$ et les $B_{k+1/2}$ sont des constantes définissant la coornonnée verticale, elles sont fixées une fois pour toute. La pression dans chaque couche est donnée par:

$$p_k = 0.5 * (p_{k-1/2} + p_{k+1/2}).$$



Discretisation verticale:

Evaluation de la pression de Surface et de la vitesse verticale “pression”:

On intègre de $\eta = 0$ à $\eta = 1$ la conservation de la masse:

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\vec{\nabla}_h \cdot \sum_1^{\text{NLEV}} \Delta p_k \vec{u}_k$$

où: $\Delta p_k = p_{k-1/2} - p_{k+1/2}$

Pour ω on détermine $\partial_t p$ en intégrant la continuité de $\eta = 0$ à η :

$$\omega_k = \vec{u}_k \cdot \vec{\nabla}_h p_k - \vec{\nabla}_h \cdot \sum_k^{\text{NLEV}} \Delta p_k \vec{u}_k$$

Pour un scalaire S et un vecteur de vent \vec{u} les conventions suivantes ont été utilisées:

$$\vec{u} \cdot \vec{\nabla}_h S = \left(\frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} \right) S$$

$$\vec{\nabla}_h \cdot \vec{u} S = \frac{1}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial u S}{\partial \lambda} + \frac{\partial \cos \phi v S}{\partial \phi} \right)$$

Exercices:

1 Donner la forme discrète permettant d'évaluer le géopotential

Φ (sa valeur au sol est le relief Φ_s)

2 Donner la forme discrète permettant d'évaluer l'advection verticale d'un scalaire S :

$$\dot{\eta} \frac{\partial S}{\partial \eta}$$

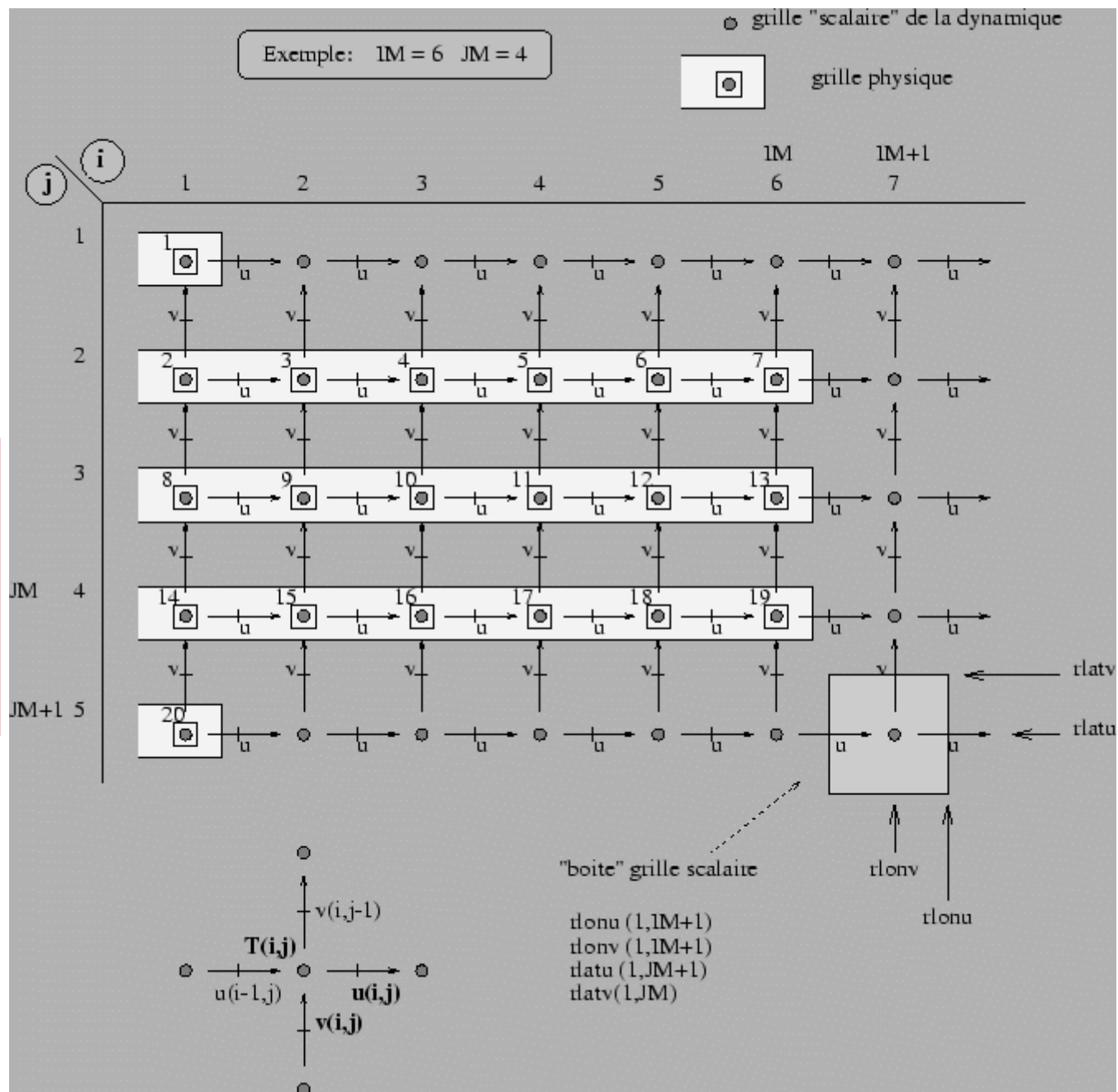
Discretisation horizontale:

Pour la dynamique on utilise des grilles décalées pour chaque variables. Cela permet d'avoir une précision du second ordre pour l'estimation des différentielles horizontales.

Exemple de la tendance dynamique due au gradient de pression:

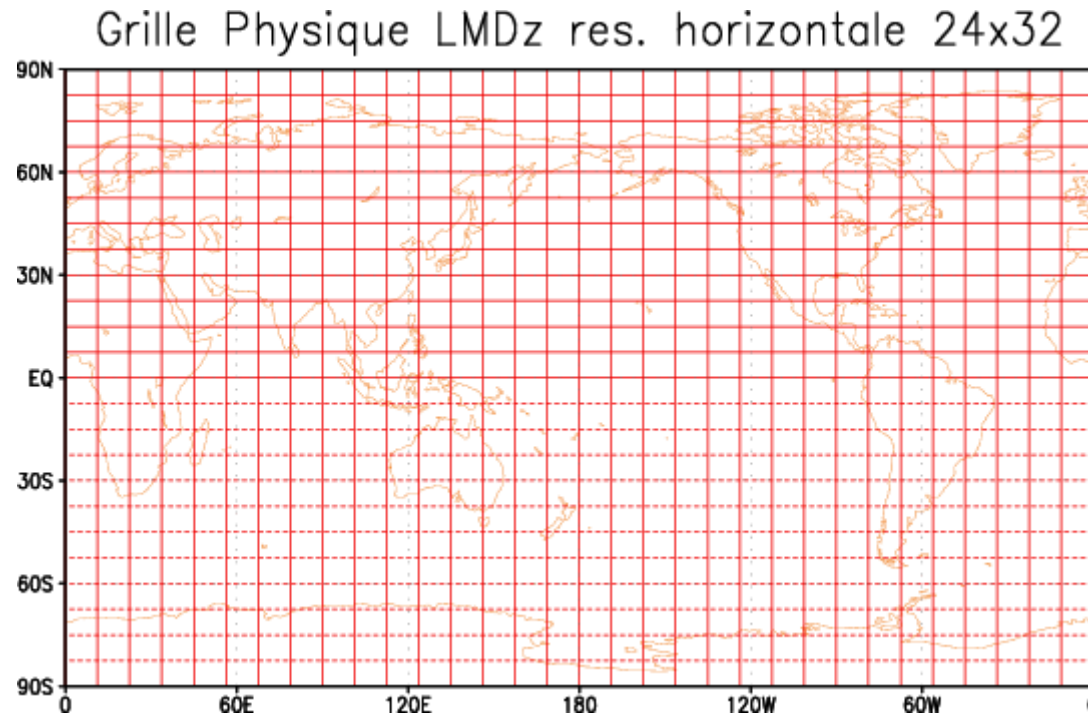
$$(\partial_t u)_{i,j} = \frac{1}{a \cos \phi_j} \frac{p_{i+1,j} - p_{i,j}}{\lambda_{i+1} - \lambda_i}$$

Pour la physique toutes les variables sont sur les mêmes points



Discrétisation horizontale:

Exemple de la grille horizontale « physique » utilisée dans ce cours



Le passage de la grille physique à la grille dynamique se fait par des interpolations linéaires

Représentation de la physique.

Chaque point de la grille physique est associé à une colonne verticale

Sur la grille physique, sont évaluées les tendances sur T dues:

Au forçage radiatif (solaire et infrarouge)

Au dépôt de chaleur latente lié à la condensation

Aux échanges (chaleur latente et chaleur sensible) avec le sol dus à la turbulence dans la couche limite

Aux ajustements statiques (sec et humides)

Sur la grille physique, sont évaluées les tendances sur u et v dues:

Aux échanges avec le sol dus à la turbulence dans la couche limite

au déferlement des ondes de gravité

aux ajustements statiques (sec et humide)

Représentation de la physique.

Un exemple, la turbulence dans la couche limite (forme continue)

Le transfert turbulent d'une quantité X depuis la surface vers le haut est représenté sous la forme conservative:

$$\left(\frac{\partial X}{\partial t}\right)_{\text{CL}} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial J_X}{\partial z}$$

où J_X est le flux turbulent. Ce flux a pour valeur 0 au sommet et pour valeur

$$\rho C_X |\vec{u}(z)| (X(z) - X_s)$$

lorsque z est proche du sol. Si z est suffisamment petit, on peut considérer qu'il est dans une couche dite "de surface", où le flux turbulent est constant. La théorie de la similarité permet alors d'exprimer C_X en fonction de la rugosité du sol, de la stabilité du fluide, et de z .

Dans le fluide, le flux J_X est écrit sous la forme

$$J_X = \rho K_X \frac{\partial X}{\partial z}$$

où K_X est un coefficient d'échange dépendant lui aussi de la stabilité du fluide.

Représentation de la physique.

Un exemple, la turbulence dans la couche limite (forme Discrète)

A l'aide de la valeur de X au premier niveau du modèle on évalue le flux turbulent au sol sous la forme:

$$J_{X_s} = \rho C_X |\vec{u}_1| (X_1 - X_s)$$

Remarques: le sol s est aussi le demi niveau $1/2$; la valeur au sol X_s est évaluée à partir d'un modèle de sol, et/ou de climatologies. A chaque demi niveau entre le sol et le sommet, on évalue le flux

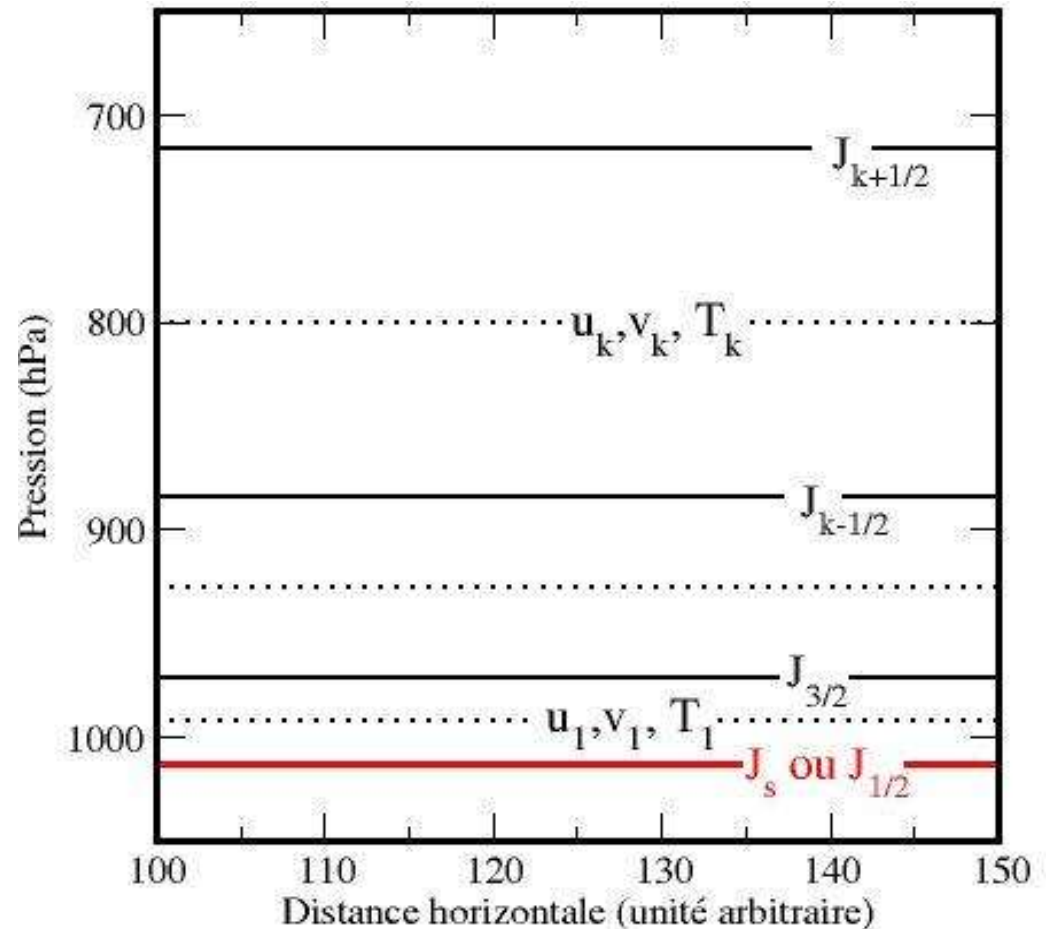
$$J_{X_{k+1/2}} = \rho^2 K_X g \frac{X_{k+1} - X_k}{\Delta p_{k+1/2}}$$

où

$$\Delta p_{k+1/2} = p_{k+1} - p_k.$$

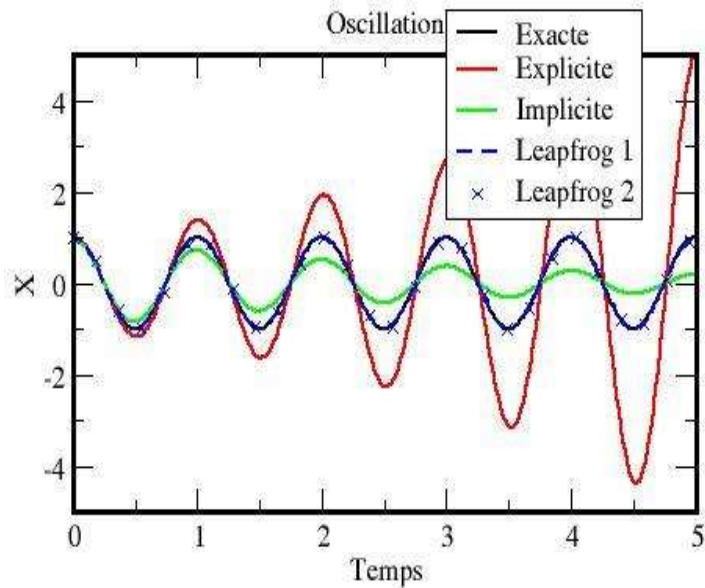
A chaque niveau on évalue alors la tendance "physique":

$$\left(\frac{\partial X}{\partial t} \right)_k = g \frac{J_{k+1/2} - J_{k-1/2}}{\Delta p_k}$$

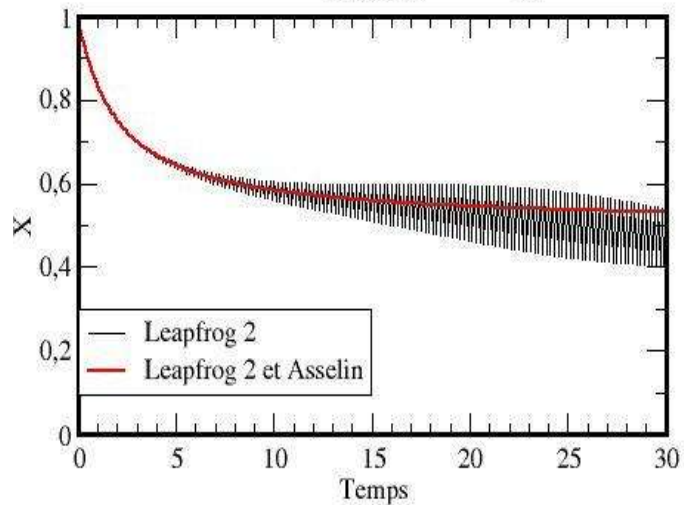
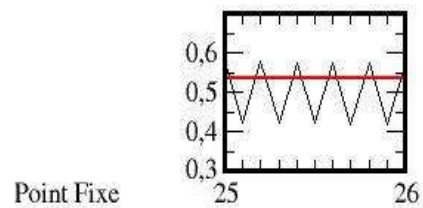


Intégration temporelle

Schéma explicites, implicites, leapfrog, et filtre de Asselin



$$\frac{\partial}{\partial t} X = i\omega X$$



$$\frac{\partial}{\partial t} X = -(X - X_0)^2$$