

# Dynamique de la moyenne atmosphère et des ondes atmosphériques

François Lott

Plan du Cours

- 1) Climatologies de la moyenne atmosphère et équations de bases
  - 2) La circulation générale de la moyenne atmosphère (I)
  - 3) La circulation générale de la moyenne atmosphère (II)
  - 4) Les ondes de gravité
  - 5) Les ondes de Rossby
  - 6) Les marées atmosphériques et les ondes équatoriales
  - 7) Les oscillations tropicales semi annuelle et quasi biannuelle
  - 8) La variabilité aux moyennes latitudes et les réchauffements stratosphériques soudains
- Contrôle



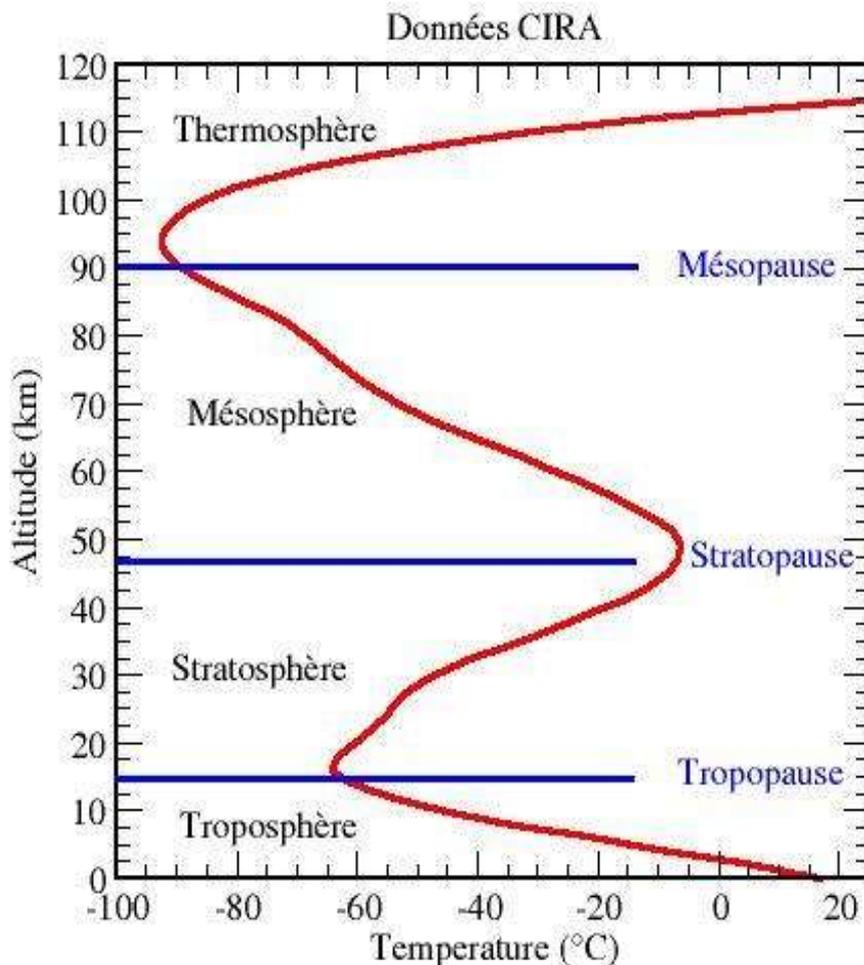
# Dynamique de la moyenne atmosphère et des ondes atmosphériques

## Cours 1: Climatologies de la moyenne atmosphère et équations de base

- A) Climatologies thermiques, chimiques et dynamiques de la Moyenne Atmosphère
- B) Equations de base utilisées dans le cours

# Qu'est ce que la moyenne atmosphère?

## Température en fonction de l'altitude



- Données CIRA (1988): Roquettes et radiosondages, satellites au dessus de 110km.
- **Troposphère: T décroît avec z, chauffage par le sol tandis que H<sub>2</sub>O 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.
  - Max de T à 50km du à l'03. 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 y varie de 600K à 1800K en une journée.**
- **L'atmosphère n'est plus neutre et n'est plus bien mélangée: la composition varie du fait de la grande distance entre les atomes**

# Relations statiques: P, $\rho$ , $\theta$ et $\Phi$ à partir de T(z\*)

- Loi des gas parfaits +relation hydrostatique:  $\frac{p}{\rho} = RT$  et  $\frac{\partial p}{\partial z^*} = -\rho g$

- Pression et Température:  $p = p_s \exp\left(-\int_{z_s^*}^{z^*} \frac{g}{RT} dz^*\right)$

- Hauteur log-pression:  $z = H \ln\left(\frac{p_s}{p}\right)$

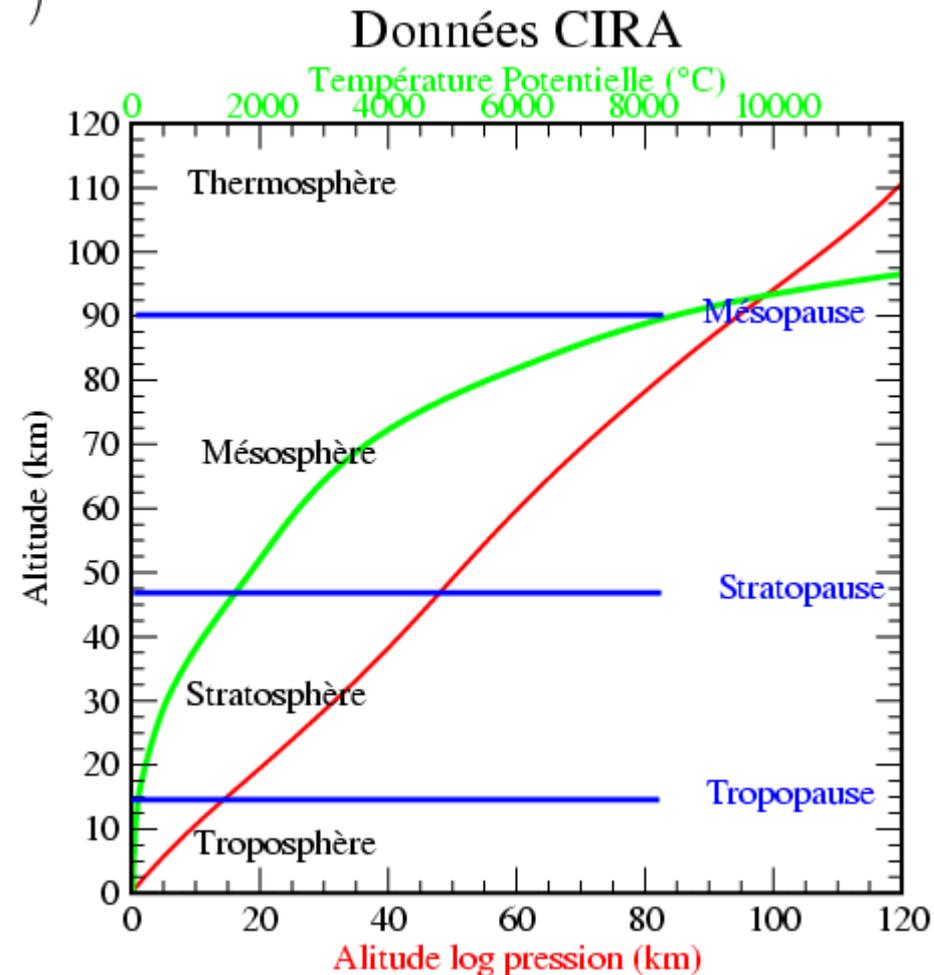
- Hauteur caractéristique:  $H = \frac{RT_m}{g} = 7\text{km}$

- $T_m \sim 240\text{K}$ , T° moyenne caractéristique:  $z=z^*$  si  $T=T_m$

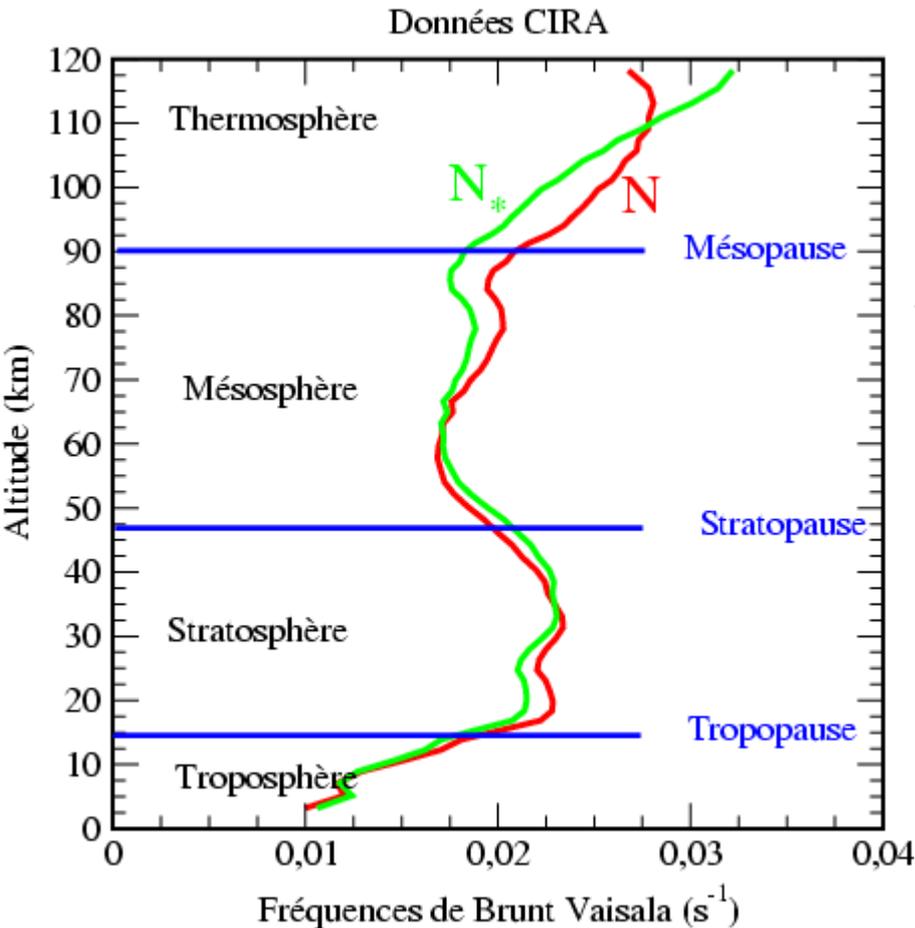
- Température potentielle:  $\theta = T \left(\frac{p}{p_s}\right)^\kappa = T \exp\left(\frac{\kappa z}{H}\right)$

- Géopotentiel:  $\Phi = \int_{z_s^*}^{z^*} g dz^*$

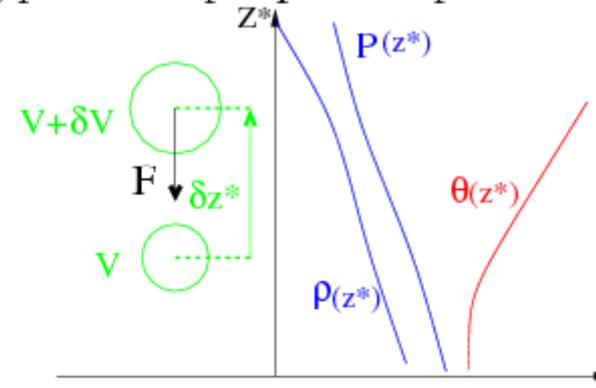
- Relation hydrostatique:  $\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{RT}{H}$



# Stabilité statique:



**Méthode de la parcelle:** On déplace une parcelle d'air, on fait l'hypothèse que  $p$  n'est pas affectée



Masse de la parcelle d'air:  $m = \rho(z^*)V$

Volume d'air déplacé:  $V_d \approx V \left(1 - \frac{1}{\gamma p} \frac{dp}{dz^*} \delta z^*\right)$   
(on a appliqué  $pV^\gamma = \text{cte}$ )

Masse de l'air déplacé:  $m_d = \rho(z^* + \delta z^*)V_d$   
 $m_d \approx m \left(1 + \frac{1}{\rho(z^*)} \frac{d\rho}{dz^*} \delta z^* - \frac{1}{\gamma p(z^*)} \frac{dp}{dz^*} \delta z^*\right)$

Poussée d'Archimède:  $F = -g(m_d - m) = -m \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz^*} \delta z^*$

Accélération verticale:  $\frac{d^2 \delta z^*}{dt^2} = \frac{F}{m} = -\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz^*} \delta z^*$

On appelle fréquence de Brunt Vaisala:

$$N_*^2(z) = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz^*}$$

Plus adapté en coordonnées log-pression:

$$N = N_* (T/T_m)$$

## Constituants trace majoritaires (1): CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O

- CO<sub>2</sub>: Uniforme très actif dans l'Infrarouge
- Vapeur d'eau: très faible quantité
- Bien qu'ayant un effet de serre, la faible teneur en H<sub>2</sub>O caractérise plus la chimie de la stratosphère que son bilan radiatif
- Noter le minimum d'H<sub>2</sub>O à la tropopause équatoriale

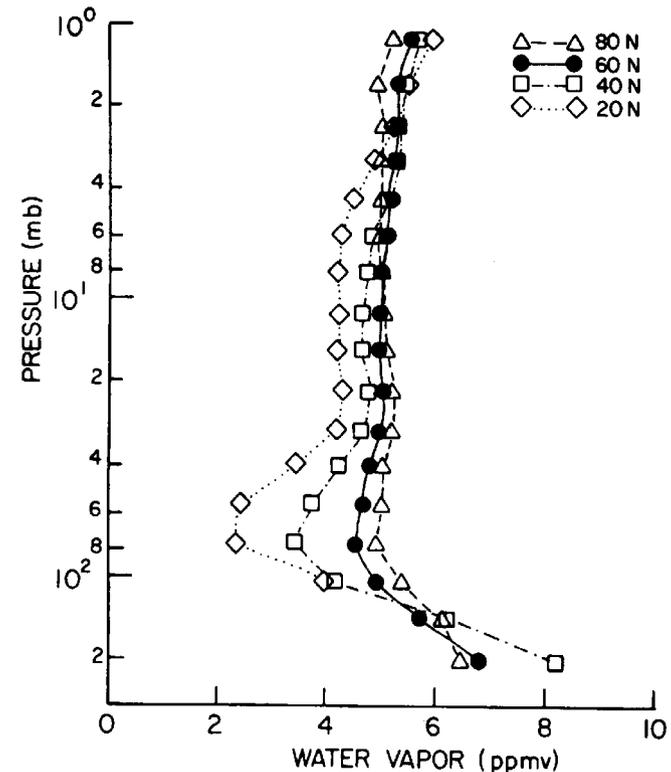
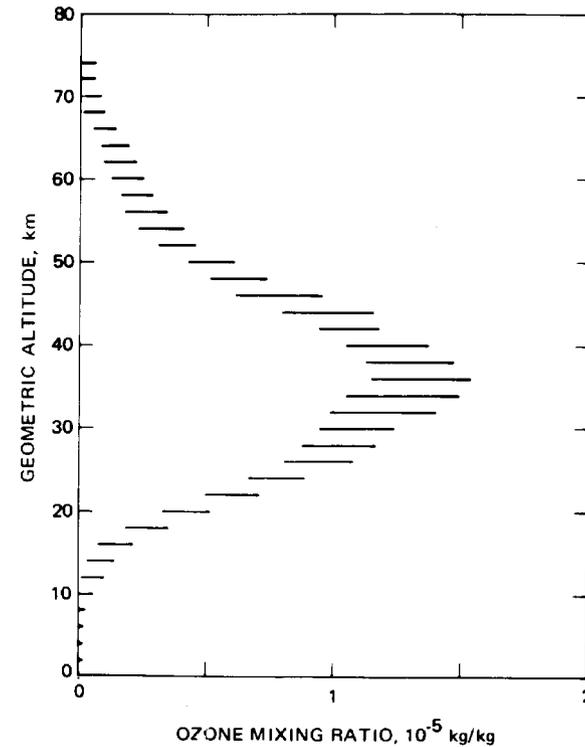


Fig. 1.5. Vertical profiles of water vapor mixing ratio at several latitudes measured by the LIMS instrument on the *Nimbus 7* satellite for May 1-26, 1979. [From Remsberg *et al.* (1984b). American Meteorological Society.]

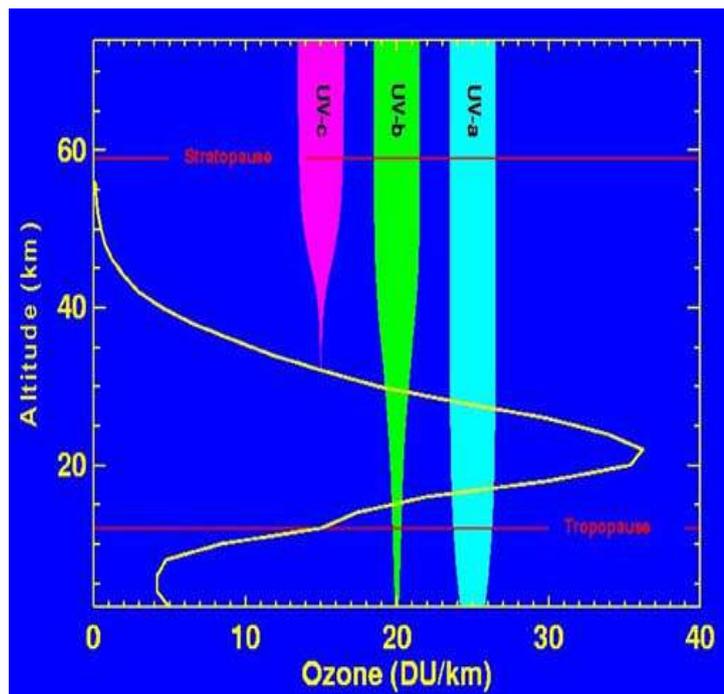
## Constituants trace majoritaires (2): l'ozone O<sub>3</sub>

- L'absorption des UV-b par O<sub>3</sub> est le moteur de la circulation dans l'atmosphère moyenne
- L'Ozone nous protège des UV-b
- Maximum à 30-40km, dans la stratosphère



**Fig. 1.7.** The standard ozone profile of Fig. 1.6 plotted in terms of the mass mixing ratio. [From the *U.S. Standard Atmosphere* (1976).]

# Chauffage par l'Ozone



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

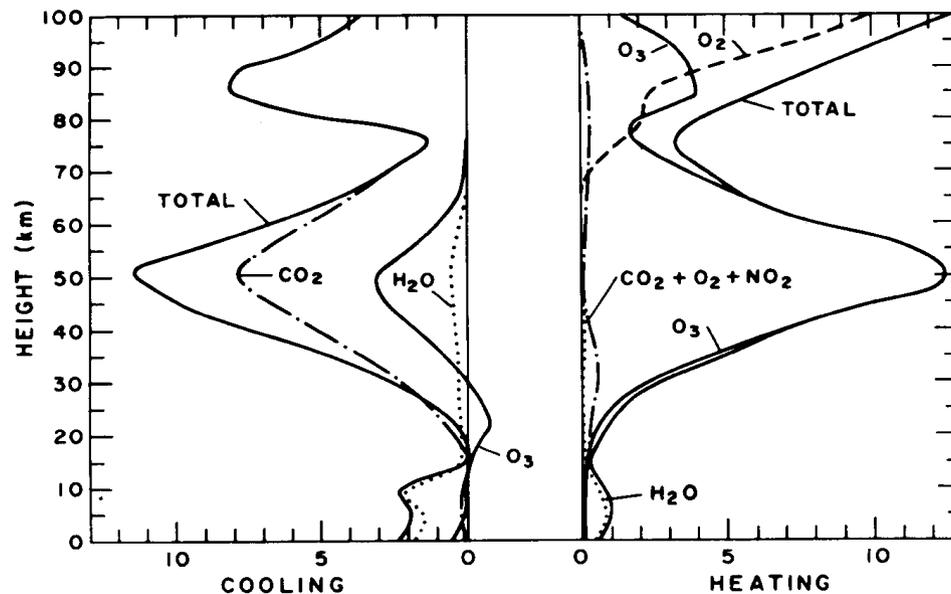
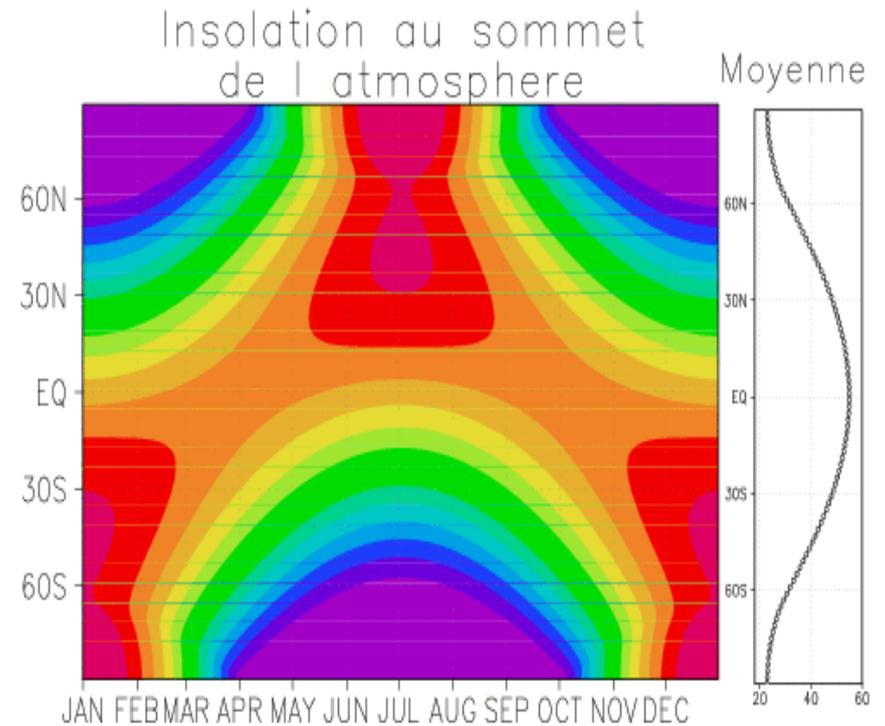
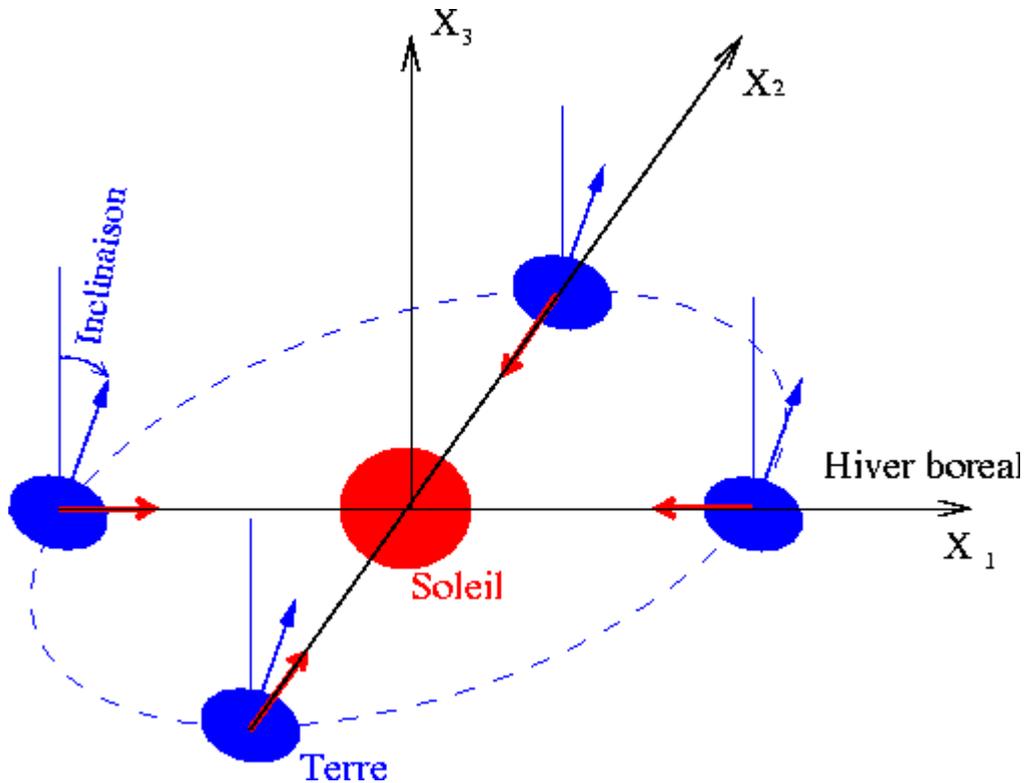


Fig. 2.1. Vertical distribution of heating due to absorption of solar radiation (right) and cooling due to emission of infrared radiation (left). [From London (1980), with permission.]

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

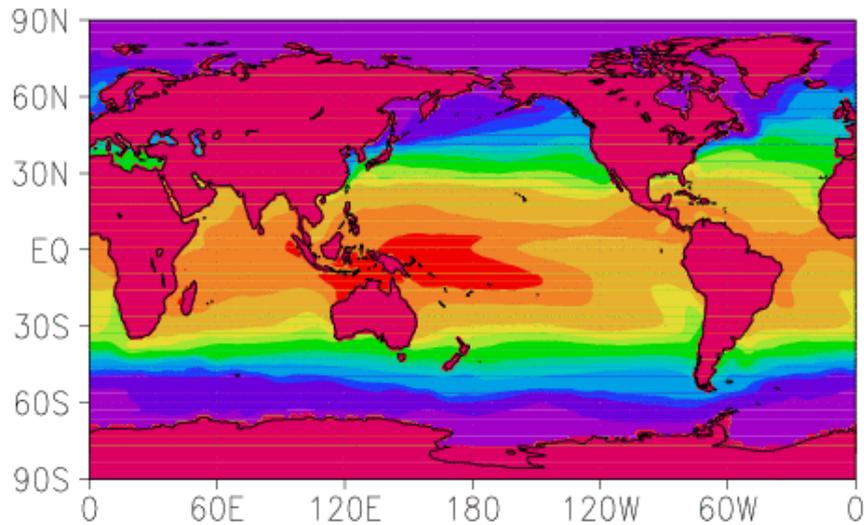
# Cycle saisonnier de l'ensoleillement



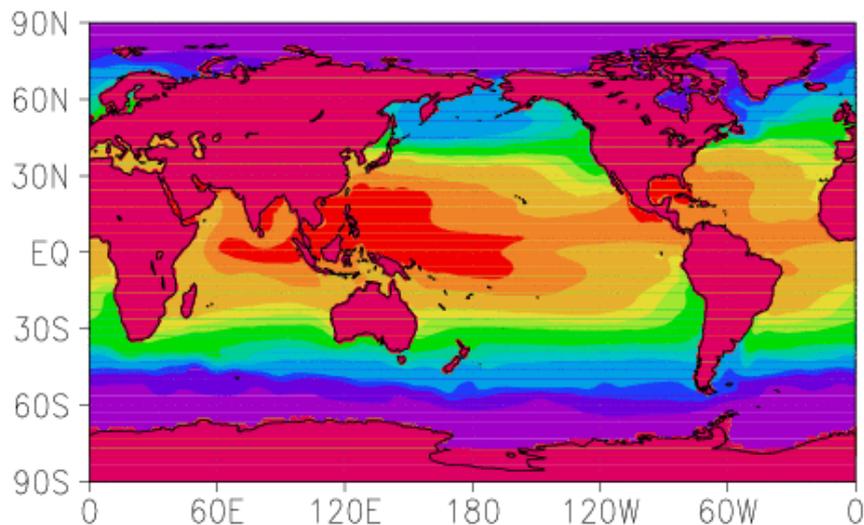
- L'Ozone réémet quasi-instantanément, et sous forme de chaleur, le rayonnement UV qu'elle absorbe
- L'ensoleillement moyen journalier est maximum aux pôles en été en partie car la journée y dure presque 24h
- En moyenne et au cours du temps l'insolation reste maximale à l'équateur

# L'Océan: un intégrateur temporel que la moyenne atmosphère ne voit pas

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



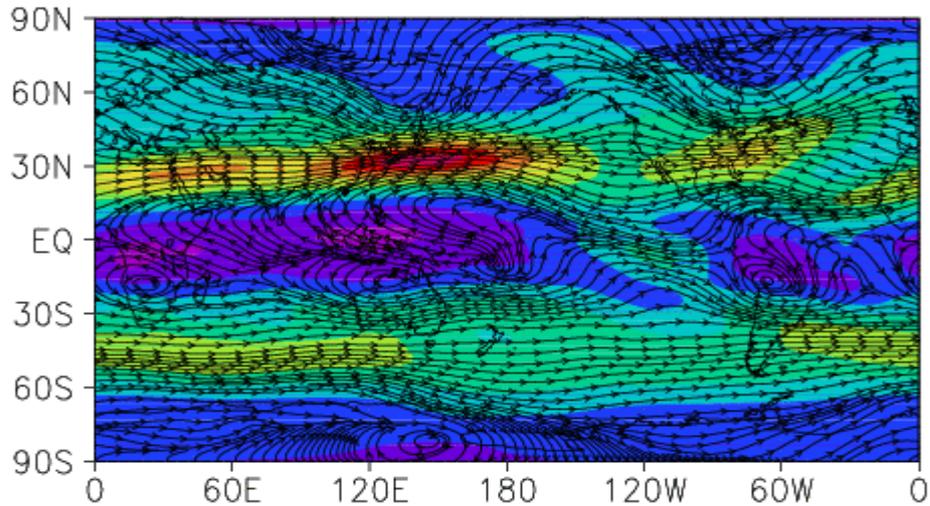
Juillet (ECMWF 1993–1997)



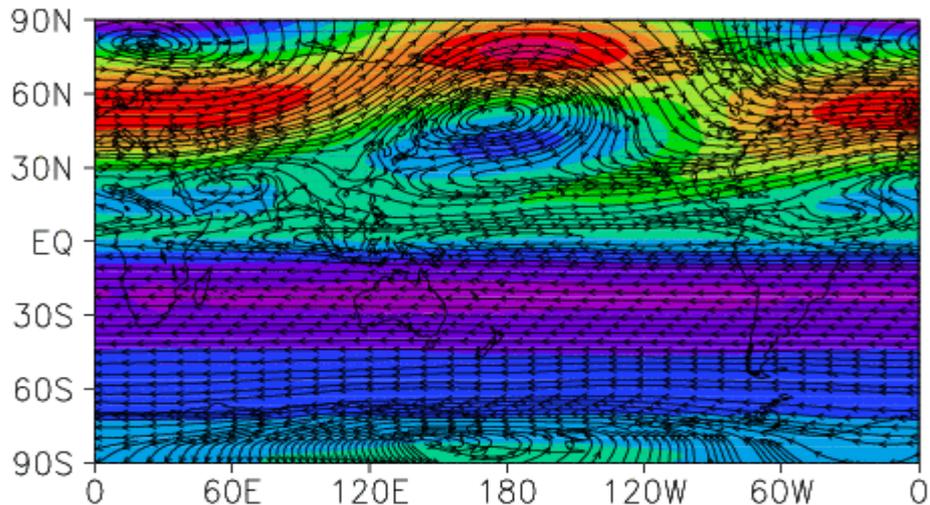
- La SST est toujours plus chaude dans la zone tropicale
- Elle maintient aussi un taux d'humidité important dans la troposphère équatoriale, et donc un effet de serre important
- La troposphère est en premier lieu forcée par le bas, et donc présentera un cycle annuel moins marqué que l'atmosphère moyenne

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

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



Stratosphere (40km)



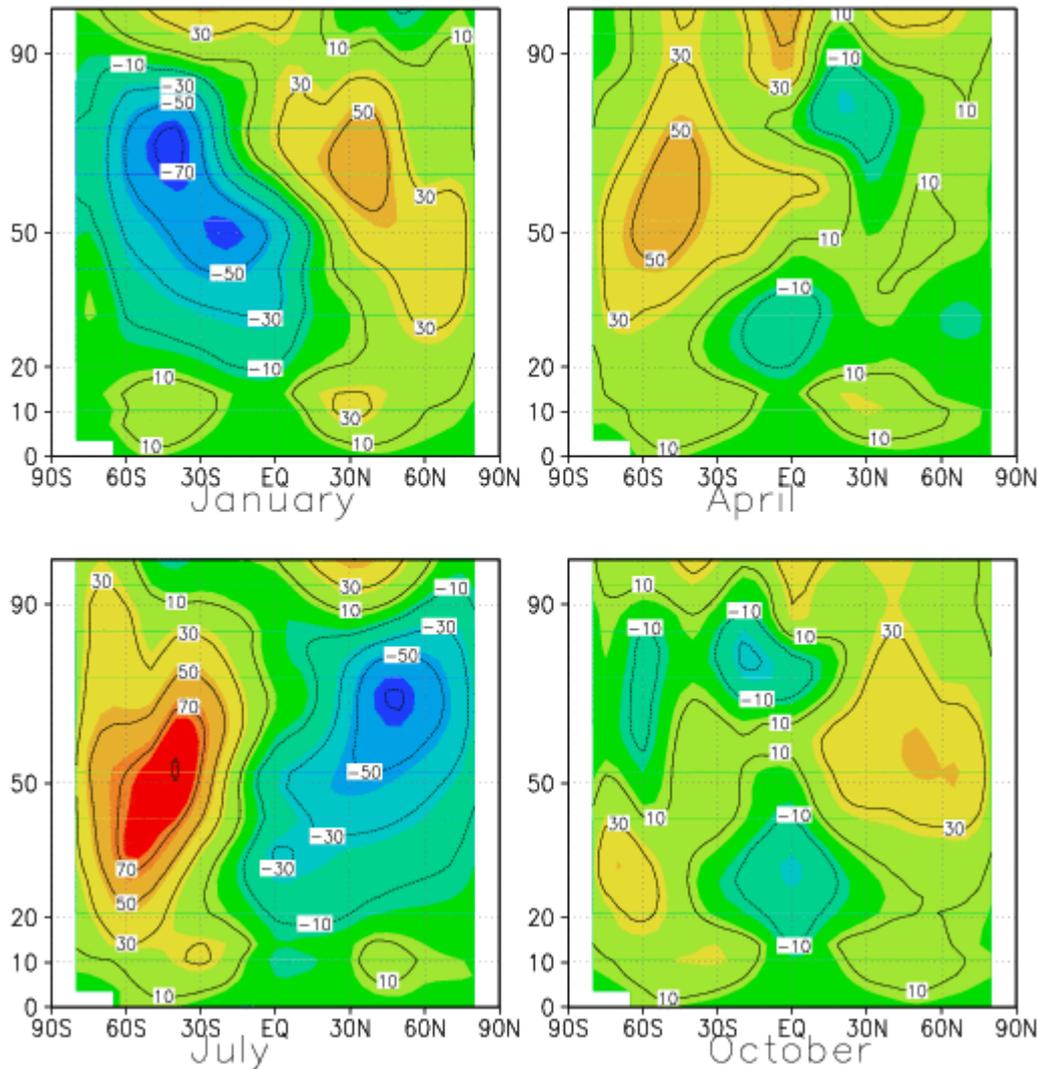
- En moyenne temporelle et en hiver:
- Les vents dans la troposphère sont vers l'Est dans les 2 hémisphères et aux moyennes latitudes
- Les vents dans la stratosphère sont vers l'Est dans l'hémisphère d'hiver, vers l'Ouest dans l'hémisphère d'été

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

U (m/s)

Solstices

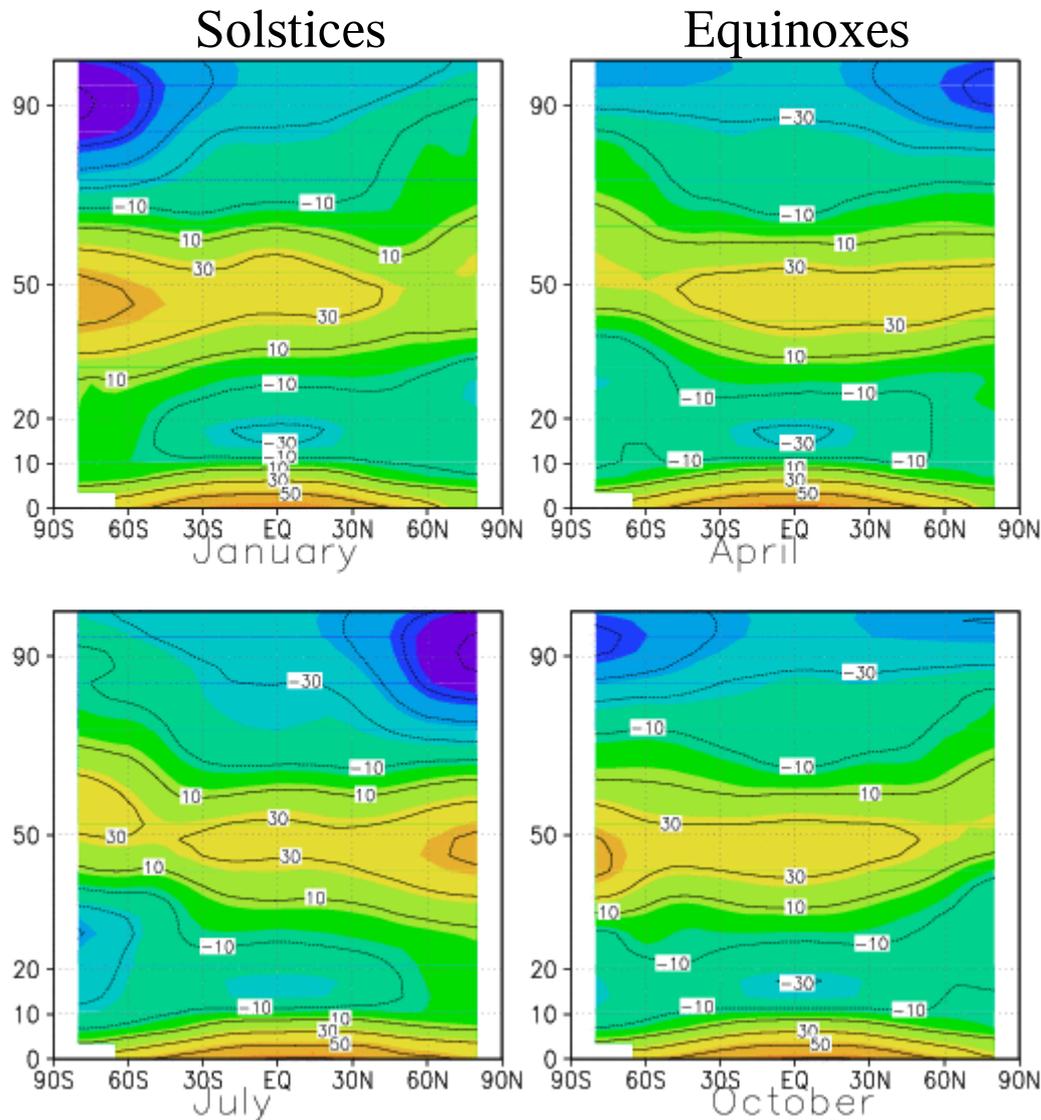
Equinoxes



- Dans la moyenne atmosphère (20-90km), on trouve bien 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.
- Noter, en particulier aux solstices, que les jets ont tendances à être plus fort dans l'hémisphère sud.

# Les moyennes zonales de la température dans l'atmosphère moyenne (données CIRA)

T(K)-230



- A la stratopause (50km) dans l'Hémisphère d'été on trouve bien un maximum de T: A une altitude donnée T décroît lorsqu'on va du pôle d'été au pôle d'hiver.
- Dans la stratosphère ( $20\text{km} < z < 50\text{km}$ ), T décroît du pôle d'été au pôle d'hiver.
- Dans la stratosphère, T est plus uniforme durant les équinoxes
- Il y a un minimum marqué de T à la tropopause ( $z \sim 15\text{km}$ ) équatoriale, et en toute saison (Rayonnement IR due a la vapeur d'eau).
- Aux équinoxes et dans la haute mésosphère, (70-90km) T croît du pôle d'hiver vers le pôle d'été!!!
- Aux solstices et à la mésopause (90km) se trouve un minimum ( $\sim 180\text{K}$ ) de T près du pôle d'été. C'est la région la plus froide de l'atmosphère!!!!

# Equations de base utilisées dans ce cours

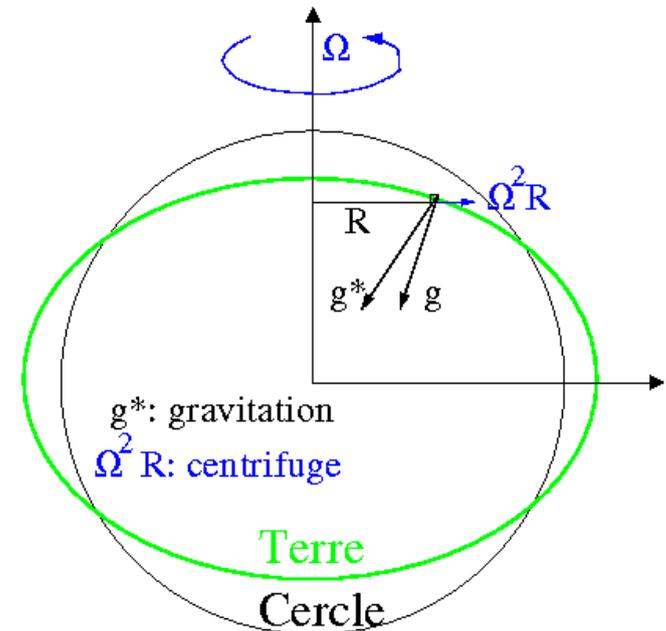
Loi de Newton dans un référentiel tournant:

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

$\vec{D}$ : Forces de Friction

$p$ : Pression

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



Accélération en coordonnées sphériques:

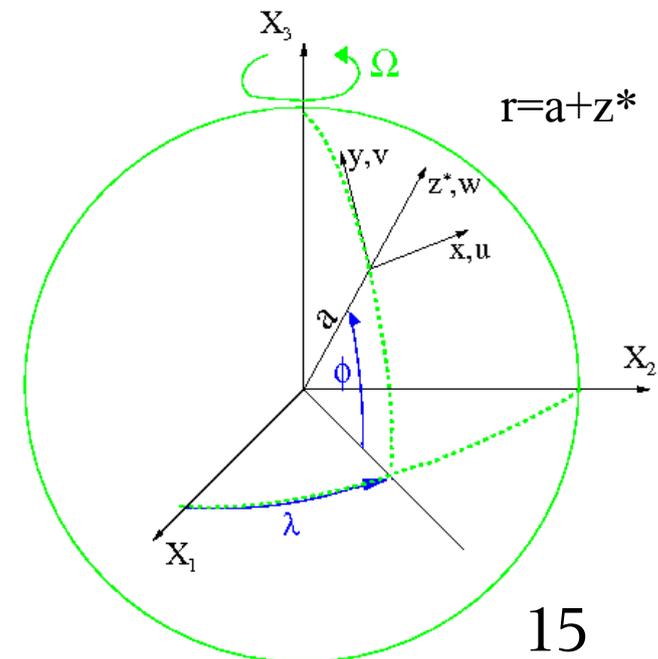
$$\frac{D\vec{U}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{U} = \begin{cases} \frac{Du}{Dt} - \frac{uv \tan \phi}{r} + \frac{uW}{r} \\ \quad - 2\Omega \sin \phi v + 2\Omega \cos \phi w \\ \frac{Dv}{Dt} + \frac{u^2 \tan \phi}{r} + \frac{vW}{r} \\ \quad + 2\Omega \sin \phi u \\ \frac{Dw}{Dt} - \frac{u^2 + v^2}{r}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

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:

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



## Equations de base utilisées dans ce cours

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

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

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

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)

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

Cela Permet d'utiliser l'altitude log-pression comme coordonnée verticale:

$$z = H \ln \left( \frac{p_s}{p} \right)$$

Peu de modifications sauf:  $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + w \frac{\partial}{\partial z}$

avec  $w = \frac{Dz}{Dt}$ .

# Equations de base utilisées dans ce cours

Force de pression en utilisant la coordonnée z:

$$\delta p \approx \left( \frac{\partial p}{\partial \lambda} \right)_{\phi, z^*} \delta \lambda + \left( \frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{z^*, \lambda} \delta \phi + \left( \frac{\partial p}{\partial z^*} \right)_{\lambda, \phi} \delta z^*$$

Pour une variation infinitésimale à  $\lambda = \text{cte}$  et sur une surface  $z = \text{cte}$ ,  $\delta p = 0$

$$\left( \frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{z^*, \lambda} \delta \phi - \rho \delta \Phi \approx 0 \Rightarrow \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right)_{z, \lambda} = \lim_{\delta \phi \rightarrow 0} \frac{\delta \Phi}{\delta \phi} = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial p}{\partial \phi} \right)_{z^*, \lambda} \Rightarrow -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_H p = - \begin{pmatrix} \frac{1}{a \cos \phi} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_{\phi, z} \\ \frac{1}{a} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right)_{z, \lambda} \end{pmatrix}$$

Conservation de la masse:

$$\delta M = \rho \delta x \delta y \delta z^* = p \delta x \delta y \delta z$$

$$\frac{1}{\delta M} \frac{D \delta M}{Dt} = \frac{1}{p} \frac{D p}{Dt} + \left( \frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} \right) = 0 \rightarrow \vec{\nabla} \cdot (\rho_0 \vec{u}) = 0 \text{ avec } \rho_0 = \rho_s \exp(-z/H)$$

$$\lim_{\delta M \rightarrow 0} \left( \frac{1}{\delta M} \frac{D \delta M}{Dt} \right) = -\frac{w}{H} + \vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0$$

Bilan de chaleur:

$$\frac{D \theta}{Dt} = Q$$

# Equations de base utilisées dans ce cours

## Récapitulatif:

Loi de Newton:

$$\frac{Du}{Dt} - \frac{uv \tan \phi}{a} - 2\Omega \sin \phi v = -\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + X$$

$$\frac{Dv}{Dt} + \frac{u^2 \tan \phi}{a} + 2\Omega \sin \phi u = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} + Y$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{RT}{H}$$

(Approximation Hydrostatique)

Conservation de la masse:

$$\frac{\rho_0}{a \cos \phi} \left( \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \phi}{\partial \phi} \right) + \frac{\partial \rho_0 w}{\partial z} = 0 \quad \text{avec : } \rho_0 = \rho_s \exp\left(-\frac{z}{H}\right)$$

Bilan de chaleur:

$$\frac{D\theta}{Dt} = Q, \quad \text{souvent écrit : } \frac{DT}{Dt} + \frac{\kappa T w}{H} = \frac{J}{C_p}$$

Cinématique:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + w \frac{\partial}{\partial z}, \quad \text{avec } u = a \cos \phi \frac{D\lambda}{Dt}, \quad v = a \frac{D\phi}{Dt} \quad \text{et } w = \frac{Dz}{Dt}.$$

# Relation entre vent et T: la balance du vent thermique

Equilibre hydrostatique:

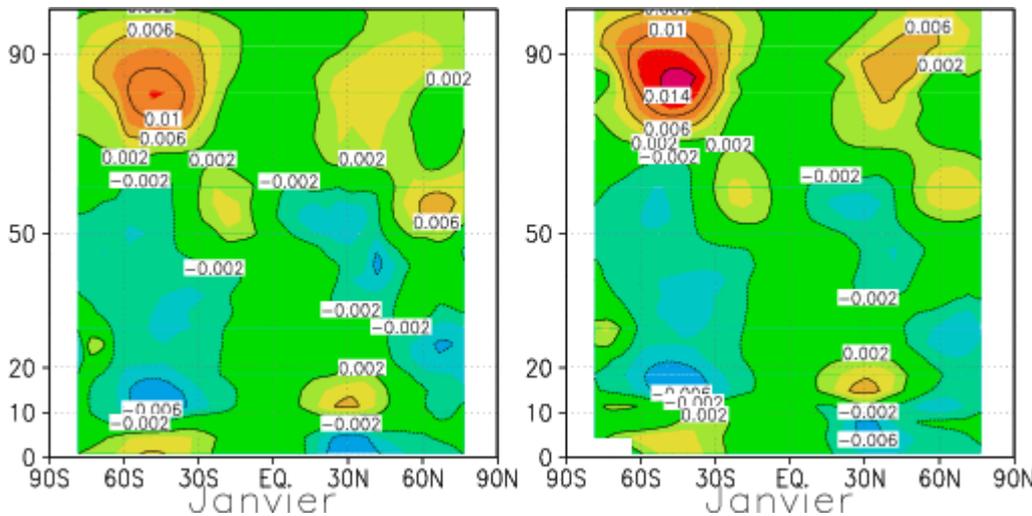
$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{RT}{H}$$

Equilibre géostrophique:

$$\frac{2\Omega \sin \phi}{f} u = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi}$$

Equilibre du vent thermique:

$$\frac{1}{a} \frac{\partial T}{\partial \phi} = -\frac{fH}{R} \frac{\partial u}{\partial z}$$



- Estimées par différences finies et à l'aides de données CIRA

- L'équilibre du vent thermique, traduit le lien fort entre thermodynamique et dynamique aux moyennes latitudes:
- En Janvier, le fait que T augmente avec la latitude dans l'hémisphère sud et dans la haute mésosphère (70-90km), permet au jet vers l'Ouest dans la moyenne atmosphère de l'hémisphère sud de se fermer à la mésopause.
- Inversement, si on accélère mécaniquement l'écoulement près de la mésopause, on obtient une fermeture de ce jet. Par équilibre du vent thermique, cette accélération doit être associée à une diminution de la Température. On parle de chauffage (éventuellement de refroidissement) mécanique.
- Comme ces processus mécaniques sont importants, l'atmosphère moyenne est loin de l'équilibre radiatif.

# Qu'est-ce que serait la moyenne atmosphère à l'équilibre radiatif?

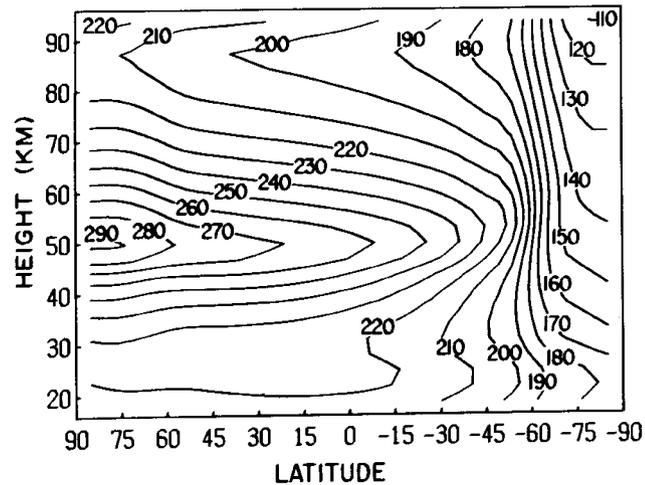


Fig. 2.34. Radiative equilibrium temperature distribution for northern (left) summer solstice. [From Wehrbein and Leovy (1982), with permission.]

- Attention! Les latitudes sont inversées dans la première Figure.
- En Janvier, la T a une altitude donnée décroît bien du Pôle Sud au Pôle Nord
- Il en résulte bien des vents vers l'Ouest dans dans l'Hem. Sud et des vents vers l'Est dans l'Hem. Nord.
- Ces vents sont beaucoup trop fort à toutes les altitudes dans l'hémisphère Nord
- L'erreur est moins marquée dans l'hémisphère d'été

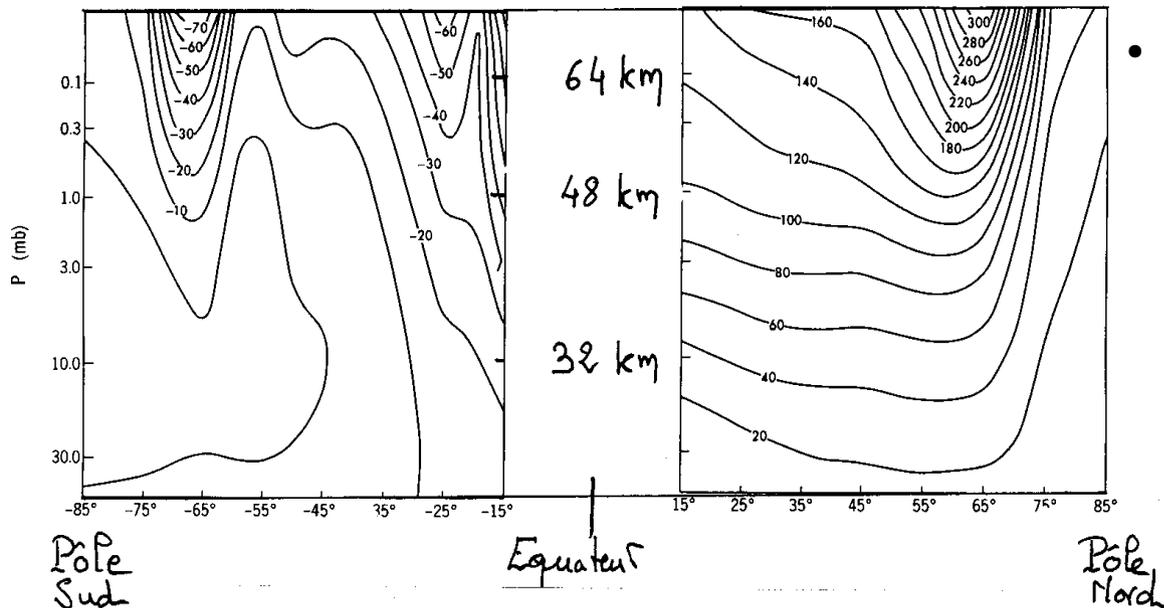


Fig. 7.1. Zonal gradient wind  $u_w$ , that is in thermal-wind balance with the temperature field  $T$ , of Fig. 1.2 and equals the observed climatological zonal wind at 100 mb. (a) Northern Hemisphere (winter), (b) Southern Hemisphere (summer). (Courtesy of Dr. S. B. Fels.)