

Dynamique de la Moyenne Atmosphère et des ondes atmosphérique

Cours 2: La circulation générale de la moyenne atmosphère

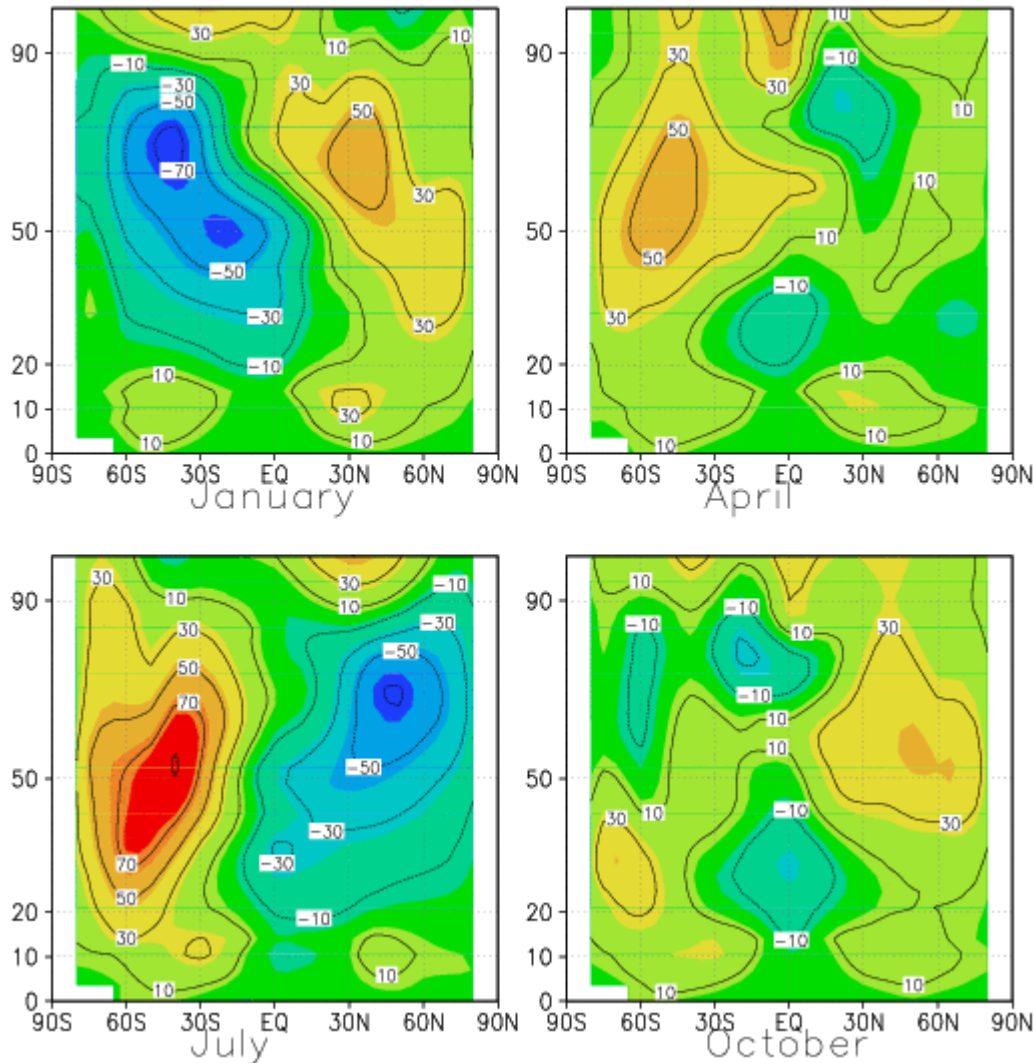
- A) Modèle Simple
- B) La Circulation de Brewer-Dobson (Observations)
- C) Les Equations pour l'écoulement en moyenne zonale
 - Le formalisme Eulérien
 - Le formalisme Eulérien transformé

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

U (m/s)

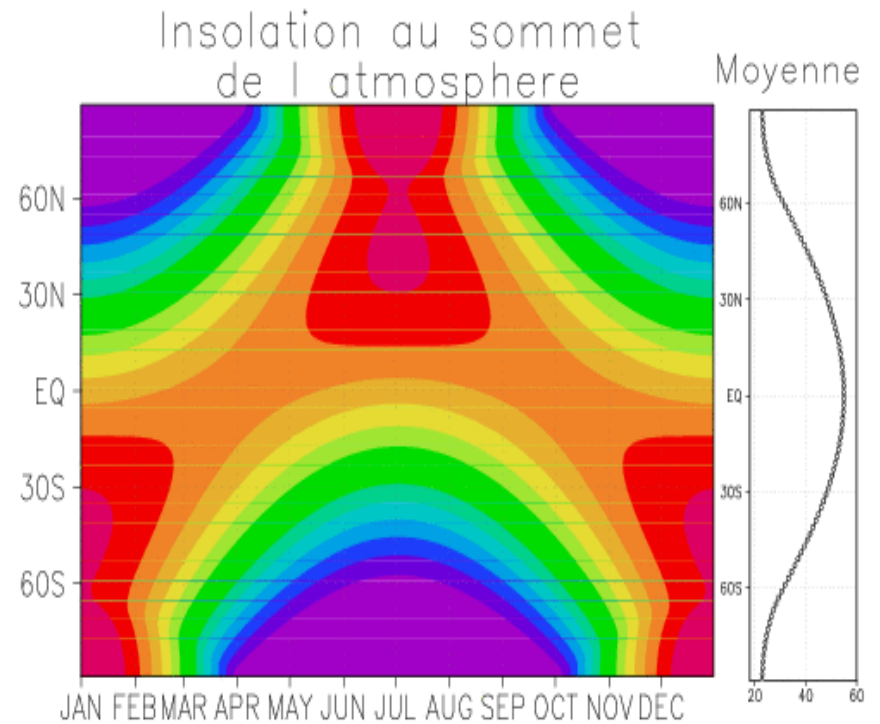
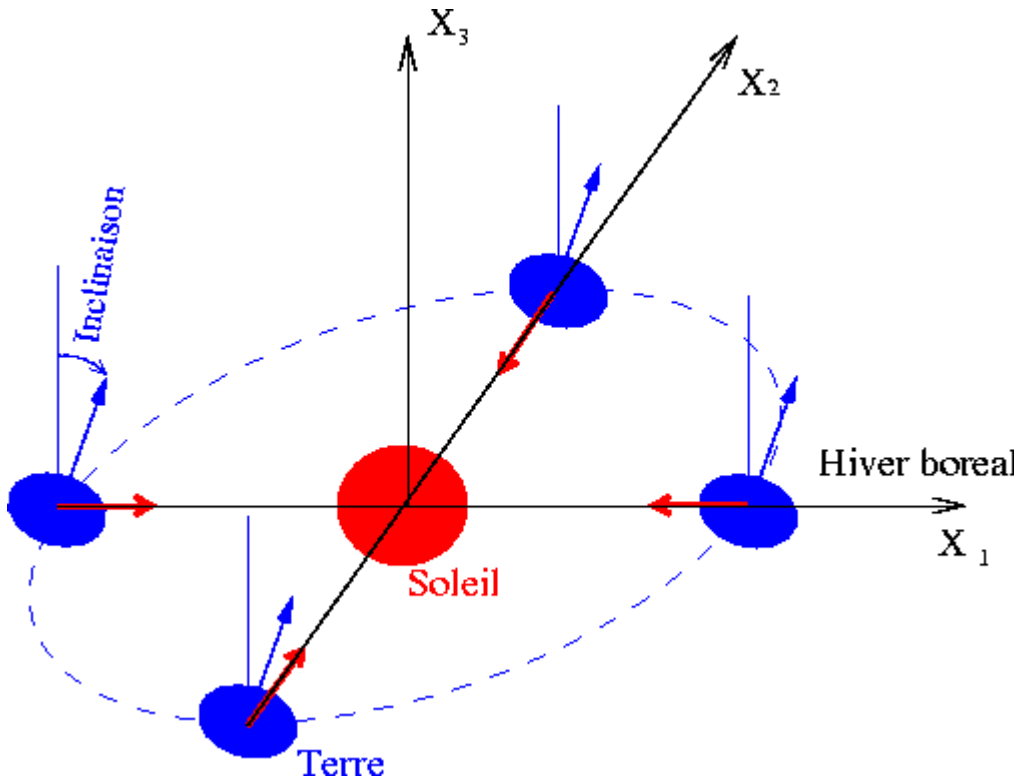
Solstices

Equinoxes



- Dans la moyenne atmosphère (20-90km), on trouve 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.
- Noter aussi que la fermeture des jets à la mésopause ne peut s'expliquer par un forçage thermique uniquement.

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

Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique

Formulation:

Equations de base:

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

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

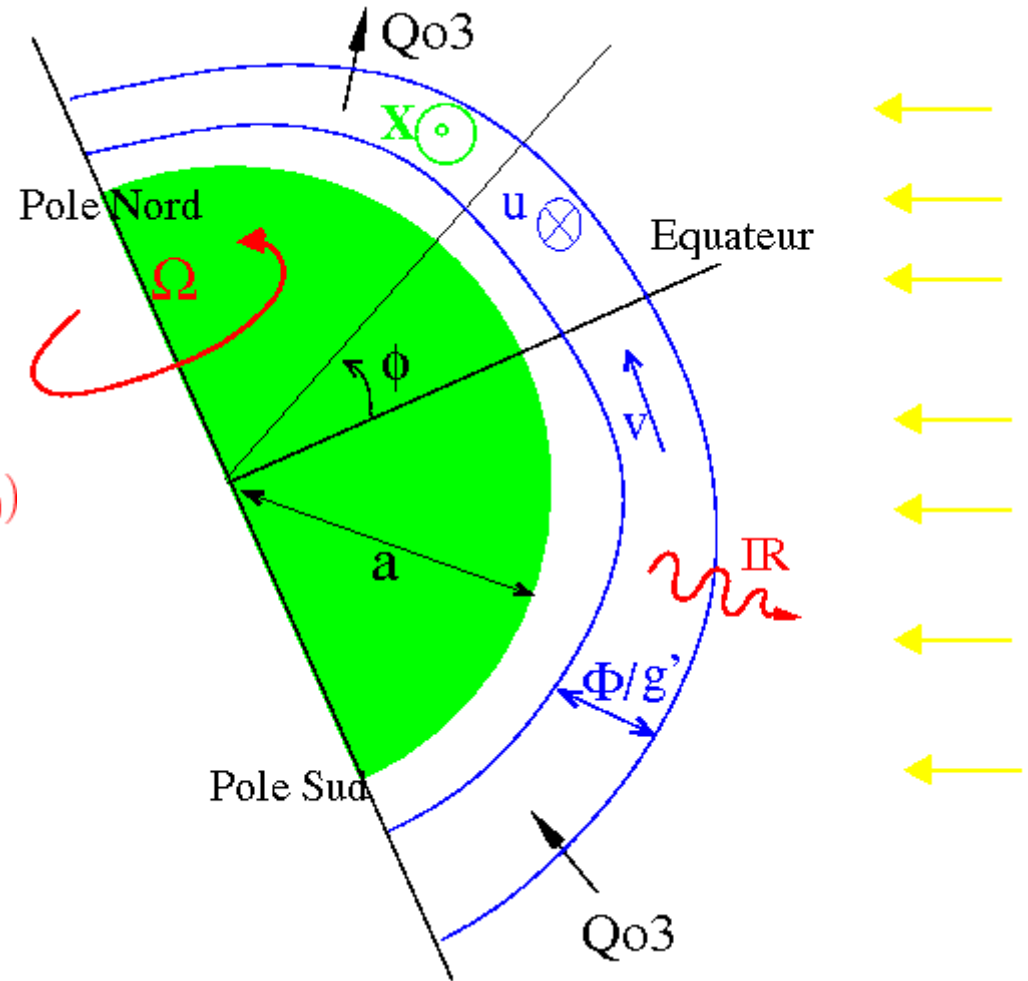
$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi v \cos \phi}{\partial \phi} = Q_{03} - \overline{Q_{03}^\phi} - \alpha (\Phi - \Phi_0)$$

Sans forçage mécanique $X = 0$,
conservation du moment angulaire:

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

Avec forçage mécanique $X \neq 0$,
production d'une circulation
méridienne:

$$-2\Omega \sin \phi v \approx X$$



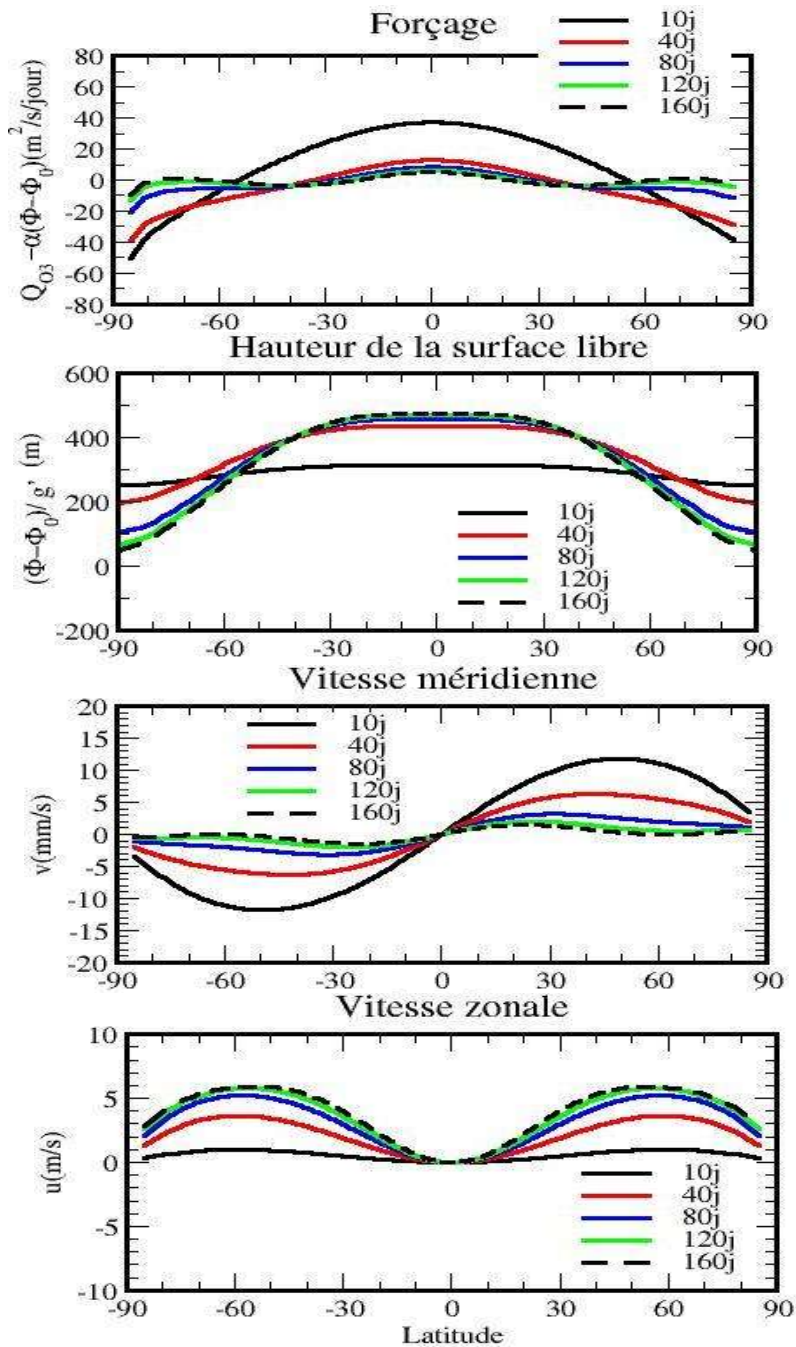
est le potentiel et l'épaisseur de la couche via Φ/g' ,
sa valeur au repos est $\Phi_0/g' \sim 60\text{km}$;

$g' \sim g$ est une gravité réduite,

temps caractéristique de refroidissement IR $\alpha \sim (1/5 \text{ jours})$.

Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique

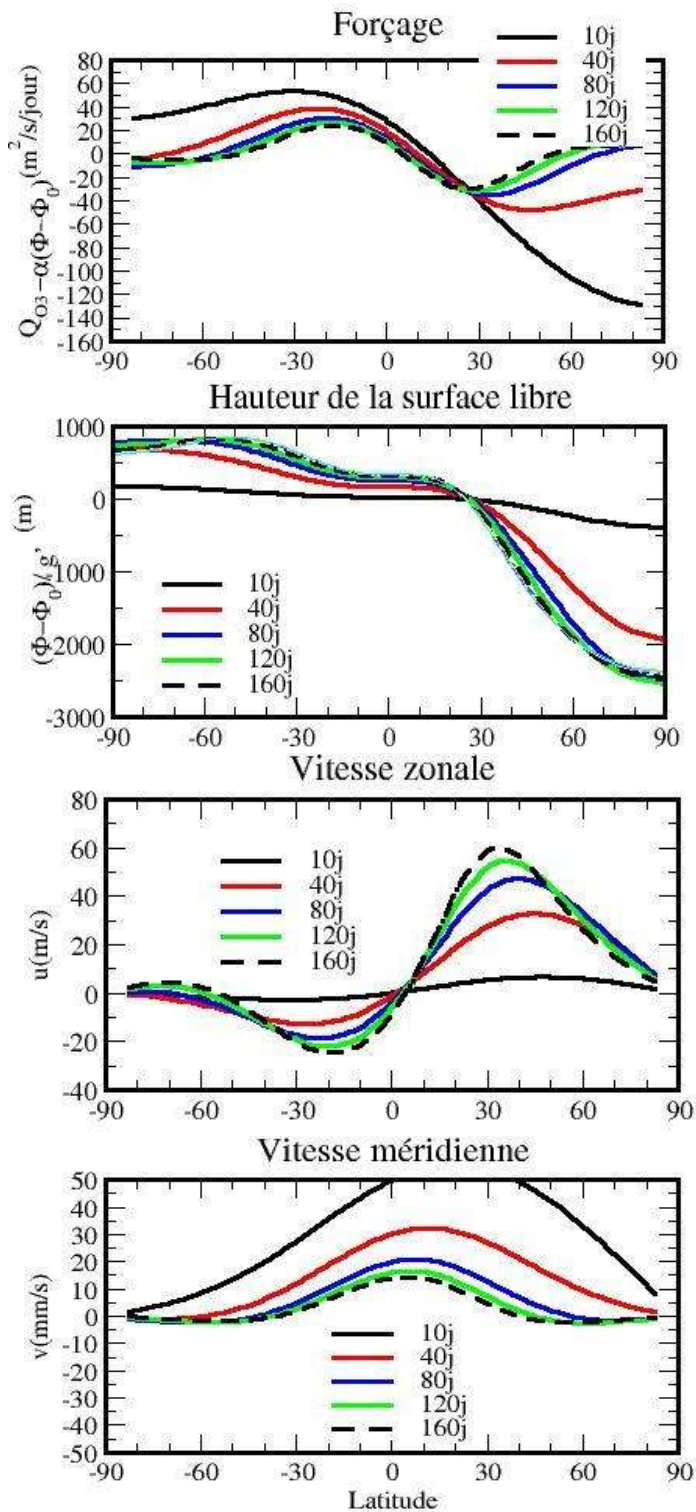
(3) Résultats, Equinoxes (Mars ou Avril)



- Au départ (10j) le forçage est dû à 03 uniquement, il induit une montée de Φ à l'équateur et une descente aux hautes latitudes
- La perturbation de Φ est ramenée par refroidissement IR vers Φ_0 à l'équateur, (par réchauffement aux hautes latitudes). Un état d'équilibre entre 03 (chauffage) et CO2 (IR) est atteint après 160j, le forçage diabatique est alors très faible.
- Le chauffage induit aussi un déplacement méridien (v) vers le Nord au Nord, vers le Sud, au Sud. C'est comme les cellules de Hadley de la troposphère, et qui sont essentiellement liée à un forçage diabatique centré sur la bande équatoriale, en toutes saisons.
- Par conservation du moment angulaire, ce déplacement produit aussi un vent vers l'est (u) au Nord et au Sud, aux moyennes latitudes. A nouveau comme dans la haute troposphère et en toutes saisons.
- Noter que u est aussi en équilibre géostrophique avec Φ aux moyennes latitudes.
- Noter que v est très faible à l'équilibre (160j ici)

Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique

pas de forçage mécanique, résultats pour le mois de Janvier

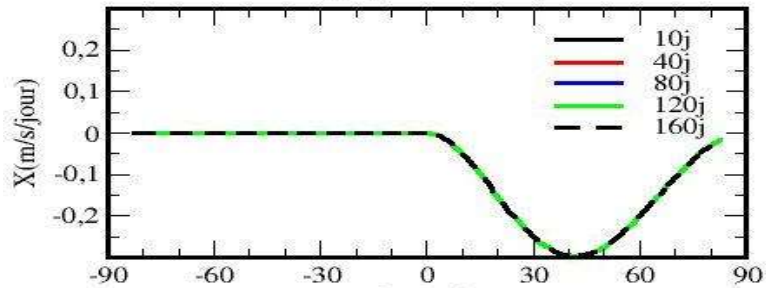


- Au départ (10j) le forçage est dû à 03 uniquement. Il induit une augmentation de F dans l'Hem Sud et une diminution dans l'Hem. Nord.
- Un état d'équilibre entre 03 (chauffage) et CO2 (IR) est (presque) atteint après 160j.
- Le chauffage induit un déplacement méridien (v) vers le Nord. Il devient très faible lorsque l'on s'approche de l'état stationnaire (160j)
- Par conservation du moment angulaire, ce déplacement produit aussi un vent vers l'est au Nord (u) et un vent vers l'Ouest au sud.
- Noter que u est aussi en équilibre géostrophique avec Φ :

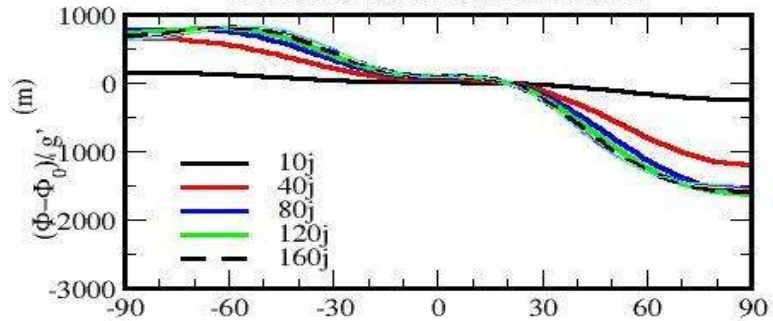
$$2\Omega \sin \phi u = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi}$$
- Le vent vers l'Est dans l'Hémisphère Nord est trop fort, par rapport au vent vers l'Ouest dans l'Hémisphère Sud

Mois de Janvier avec freinage du jet dans l'hémisphère Nord un effet du aux ondes de Rossby de grande échelle

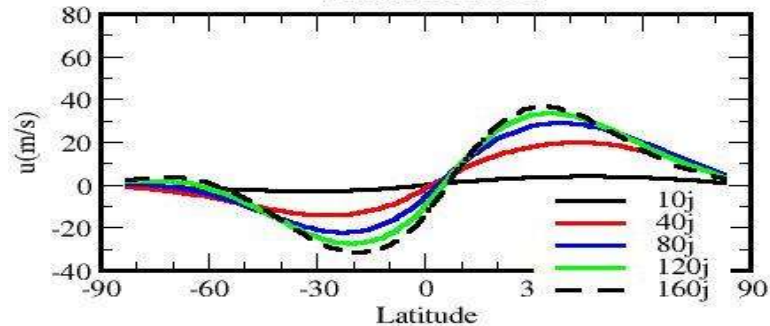
Forçage mécanique



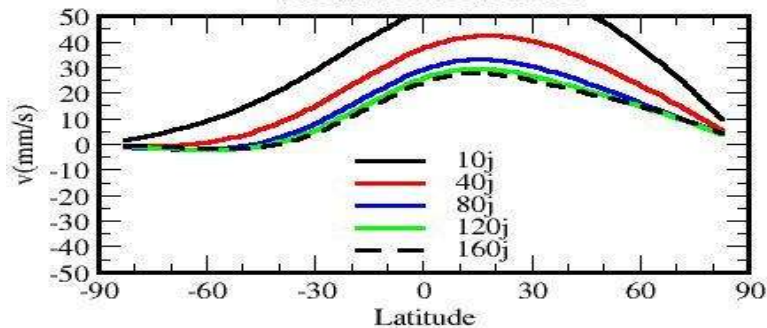
Hauteur de la surface libre



Vitesse zonale

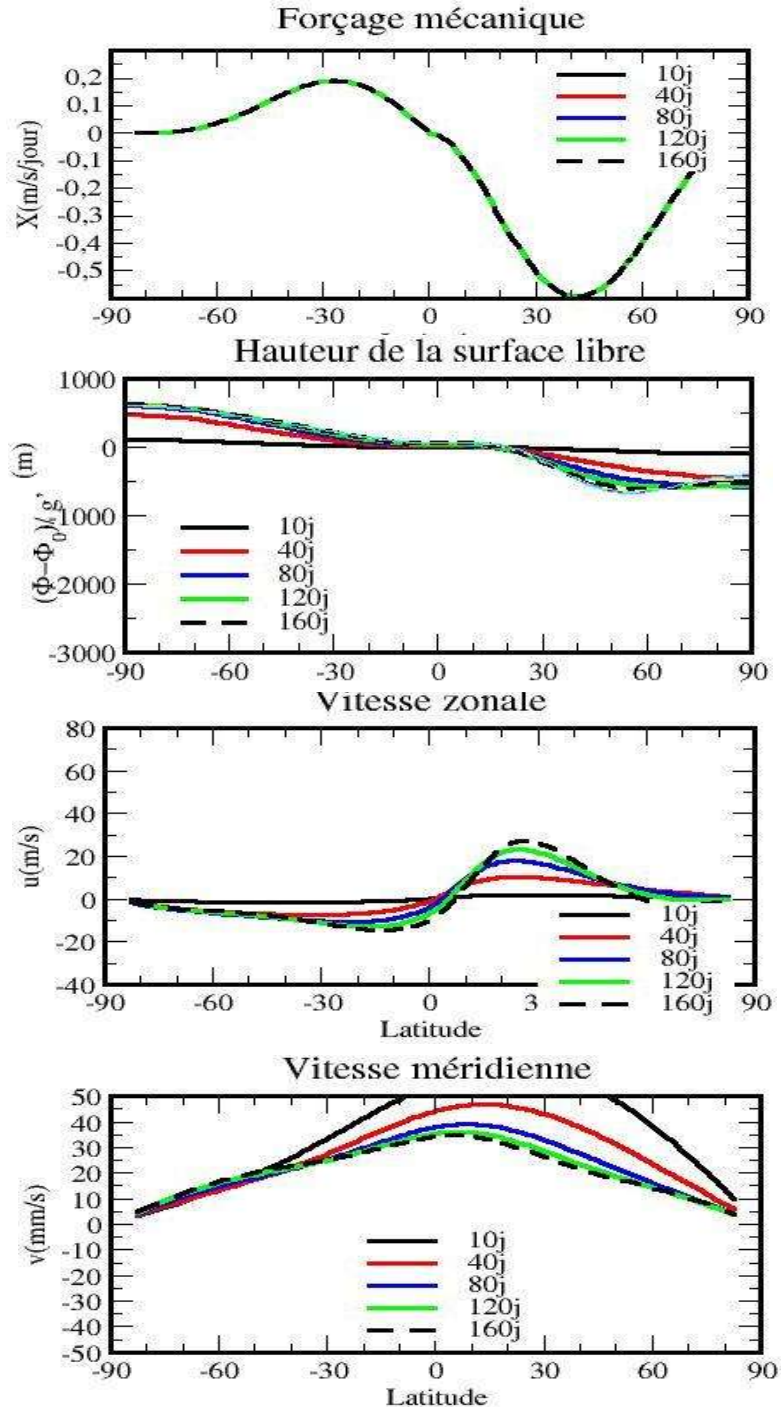


Vitesse méridienne



- Le forçage thermodynamique est le même que dans l'expérience précédente.
- Le forçage mécanique est due aux ondes de Rossby quasi-stationnaires qui ne peuvent se propager que dans un écoulement allant vers l'Est (pour que leur vitesse de phase relative soit négative).
- Le forçage mécanique prolonge la circulation méridienne dans l'hémisphère Nord
- Cette circulation méridienne diminue le gradient méridien de h , ce qui induit un vent vers l'est moins fort aux moyennes latitudes et dans l'hémisphère Nord.
- Cette modélisation est plutôt représentative de ce qui se passe dans la stratosphère en Hiver et dans l'Hémisphère Nord
- Cette effet est beaucoup plus faible dans l'hémisphère Sud

Mois de Janvier avec freinage du jet dans l'hémisphère Nord et accélération dans l'hémisphère sud, un effet du aux ondes de gravité de petite échelle



- Le forçage mécanique est positif dans l'hémisphère sud négatif dans l'hémisphère nord.
- Le forçage mécanique est due aux ondes de gravité instationnaires provenant de la troposphère
- Ces ondes déferlent plus facilement dans un écoulement allant dans la direction de leur vitesse de phase
- Elles exercent une force dans la direction de leur vitesse de phase.
- Le forçage mécanique prolonge la circulation méridienne dans l'hémisphère Sud comme dans l'hémisphère Nord
- Cette circulation méridienne diminue le gradient méridien de h dans les deux hémisphères, ce qui induit en particulier un vent vers l'ouest moins fort dans l'hémisphère Sud.
- Cette modélisation est plutôt représentative de ce qui se passe dans la mésosphère

La Circulation de Brewer Dobson: évidence sur la vapeur d'eau: Très pauvre en vapeur d'eau. Qu'est ce que cela veut dire?

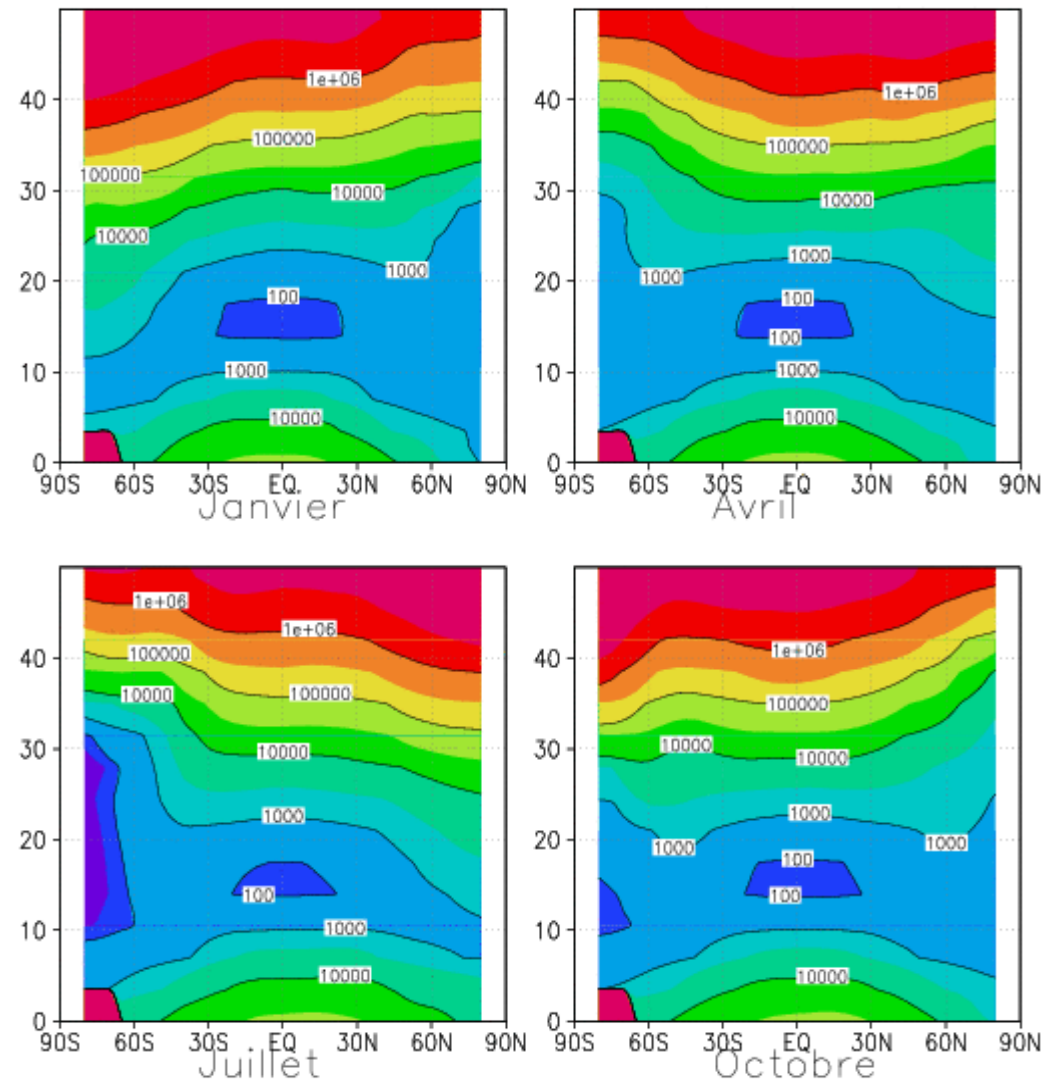
- Nombre de molécules par unité de volume: n_v
- Taux de mélange en volume (ppmv):

$$\mathcal{V}_v = n_v/n_A = p_v/p_A$$
- Dans la troposphère, \mathcal{V}_v est de l'ordre de 10000ppmv, soit de la valeur max:

$$\mathcal{V}_{v\text{sat}} = p_{v\text{sat}}/p_A \text{ avec:}$$

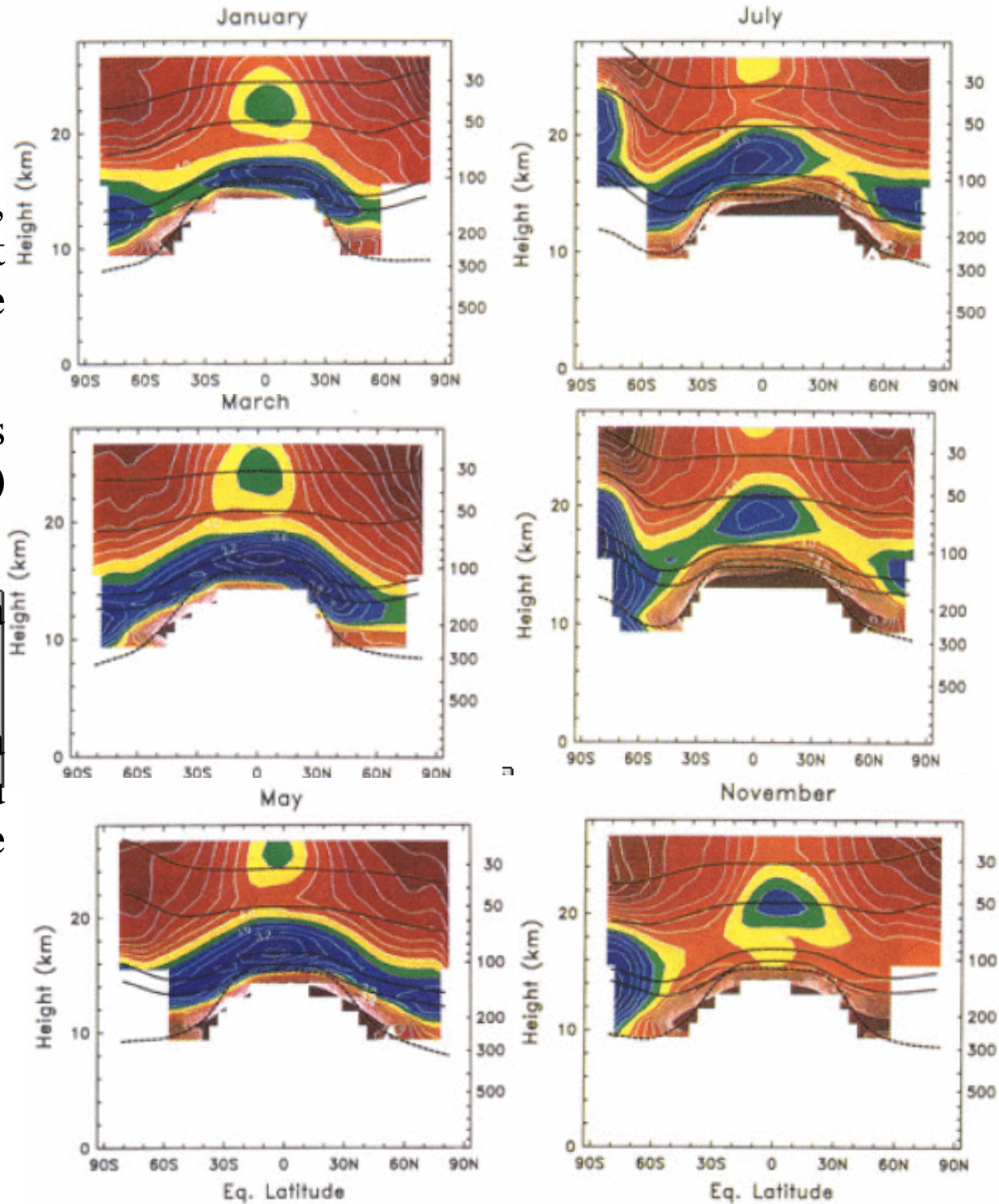
$$p_{v\text{sat}} \approx 1.E^{+5} \exp\left(13.7 - \frac{T}{5120}\right)$$
- Dans la stratosphère: 2-6 ppmv
- La seule région favorable à la déshydratation de l'air en toute saison est la tropopause tropicale
- Il manque cependant des processus de déshydratation de petite échelle: 100ppmv, c'est encore trop

Données CIRA, \mathcal{V}_v sat



Observations satellitaires de H₂O (HALOE):

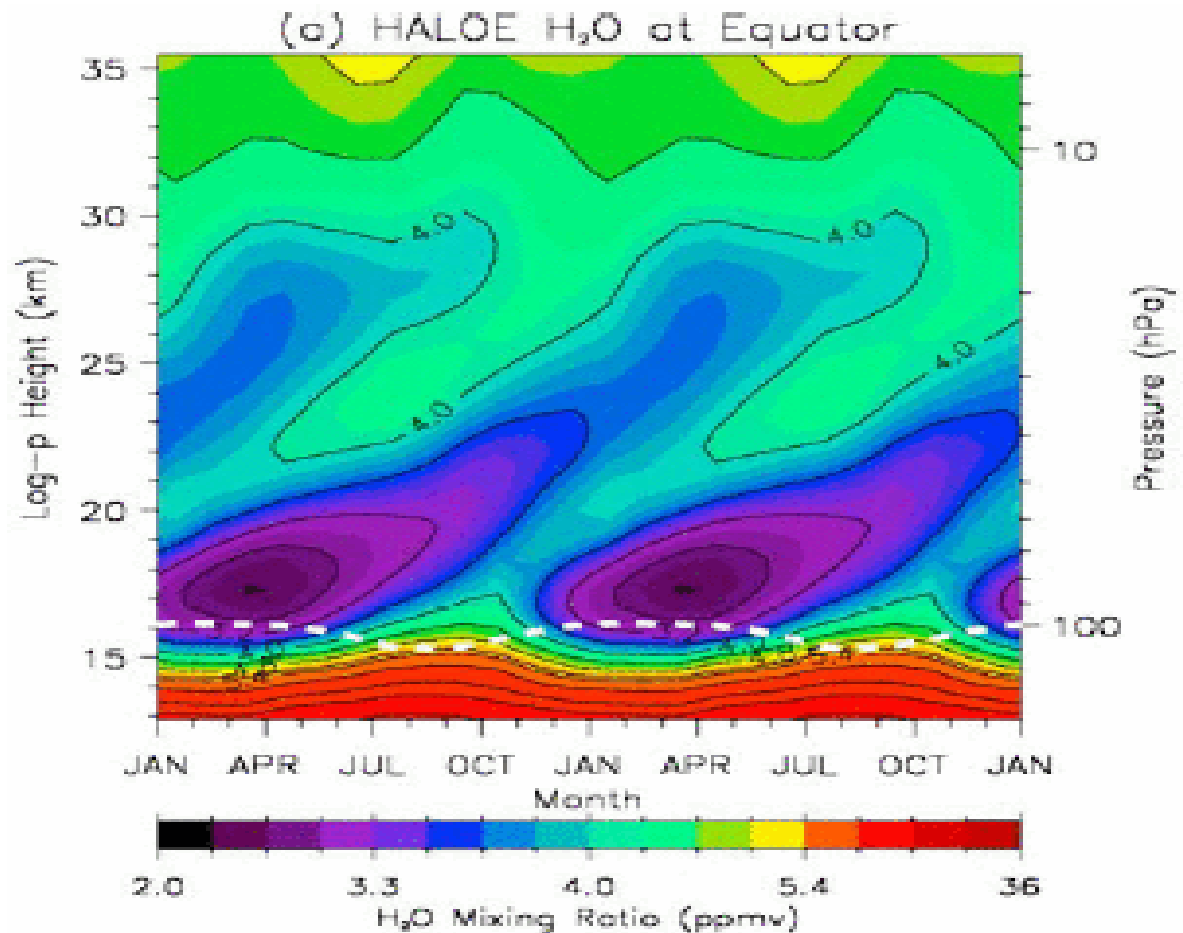
- Randel et al. JGR 2001
- Valeurs minimales en bleu ~3ppmv, à la tropopause tropicale, et s'étalant vers les moyennes latitudes (mélange horizontal)
- Montée lente visible au tropiques (transport vertical de grande échelle) à un instant donné
- Elle est aussi visible dans le minimum qui monte lentement à l'équateur.
- Il y a aussi une production dans la stratosphère due à l'oxidation du CH₄, valeur maximale en rouge sombre ~6ppmv



Observations satellitales d'H₂O (HALOE)

Le « tape recorder »

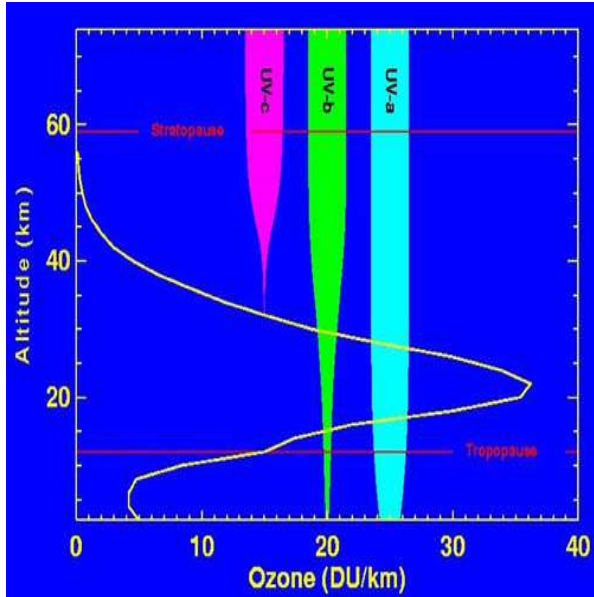
- Park et al. JGR 2004
- Montée lente de l'air tropical, qui garde assez bien les caractéristiques en \mathcal{V}_v qu'il acquière à un instant donnée à la tropopause tropicale
- Ces caractéristiques se perdent lentement par diffusion horizontale et par oxydation du CH₄



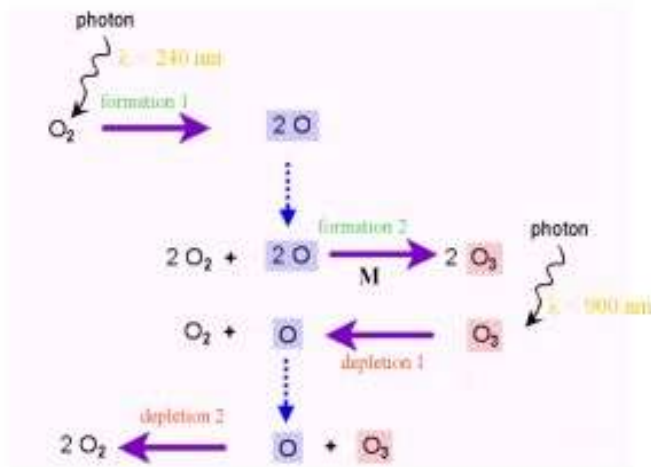
Circulation de Brewer Dobson, évidence sur l'Ozone.

La production de l'Ozone (O_3)

Altitude de pénétration des UV-a, UV-b, UV-c



Cycle de Chapman (1930):



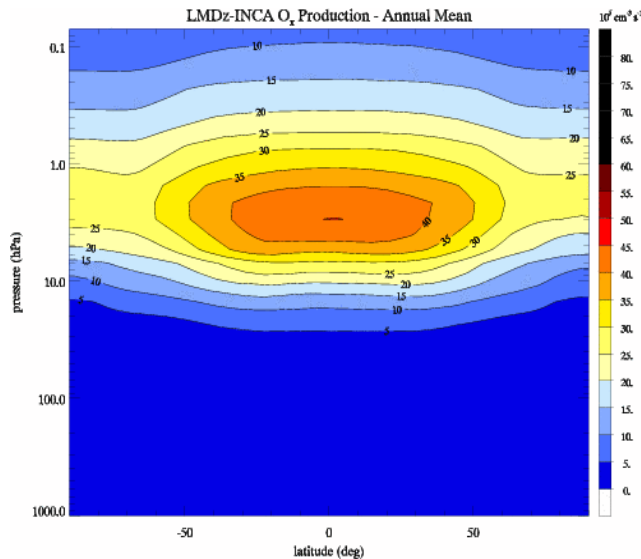
- Les UV-c sont absorbés par l' O_2 entre 40km et 60km. De cette photolyse il résulte des radicaux libres d'oxygène moléculaire O .
- Ils se combinent rapidement à des molécules d' O_2 pour former O_3 .
- L'Ozone absorbe les UV-b essentiellement au dessus de 20km pour donner un O
- Le plus souvent cet O se recombine avec O_2 pour donner à nouveau O_3 , il y a dégagement de chaleur et chauffage de l'atmosphère.
- Légèrement déficitaire cependant mais la famille $O+O_3$ (O_x) a une assez longue durée de vie.
- Le cycle de Chapman explique la production des O_x et le chauffage par O_3
- il explique mal la destruction de l' O_3 . (Rôle des radicaux libres)

La production de l'Ozone (Ox)

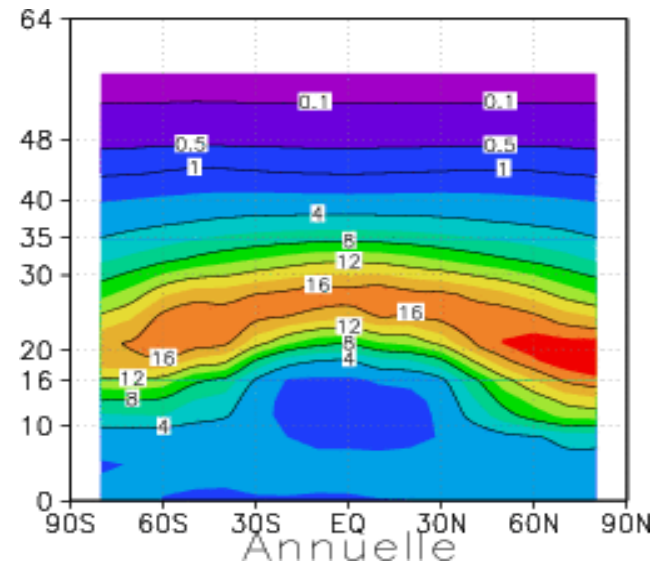
Modèle de photo-chimie atmosphérique INCA, opérationnel dans LMDz
(Merci à D. Hauglustaine)

L'ozone ne se trouve pas là où il est produit

Production annuelle moyenne
d'Ox



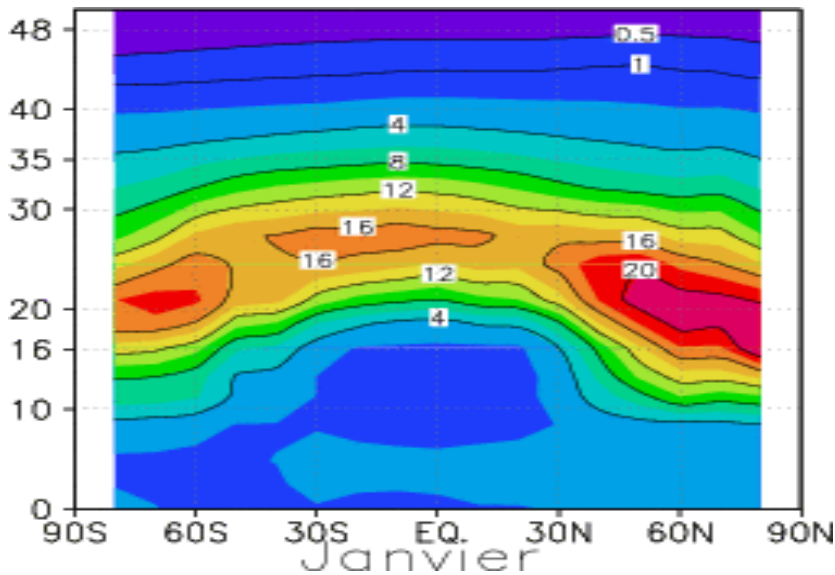
Quantité annuelle moyenne d'O₃
DU/km



- Bien que l'Ozone soit produit à l'équateur vers 40-50km, sa concentration est maximale autour de 20km et aux hautes latitudes

Climatologie d'Ozone: concentrations en Unité Dobson/km (DU/km)

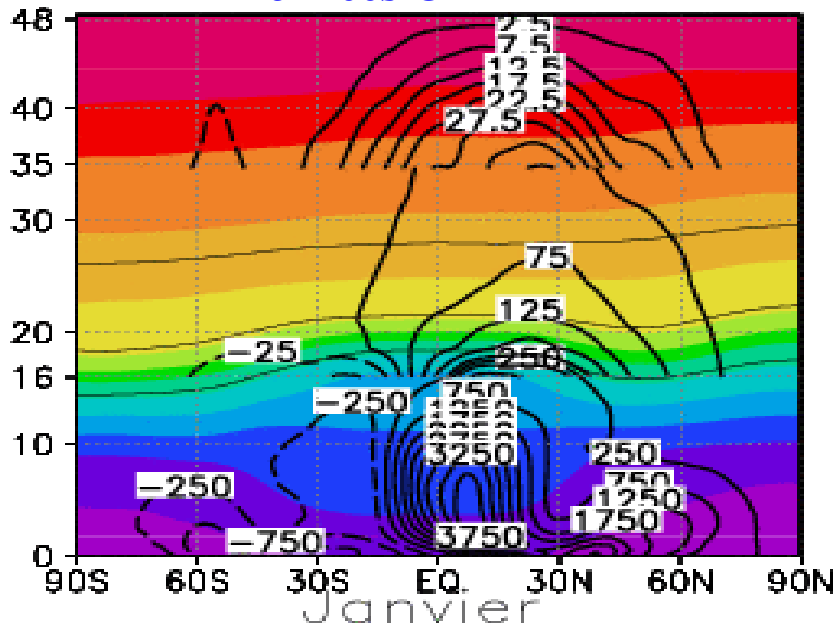
Données Fortuin et Kelder (1998)



- Bien que l'Ozone soit produit à l'équateur vers 40-50km, sa concentration est maximale autour de 20km et aux hautes latitudes

Fonction de courant de la circulation méridienne (TEM) et T potentielle

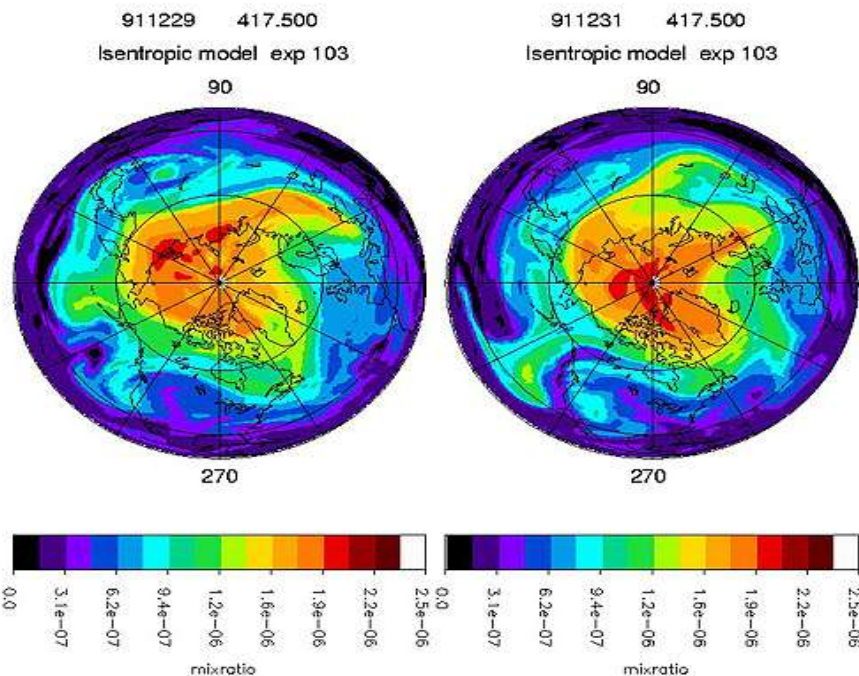
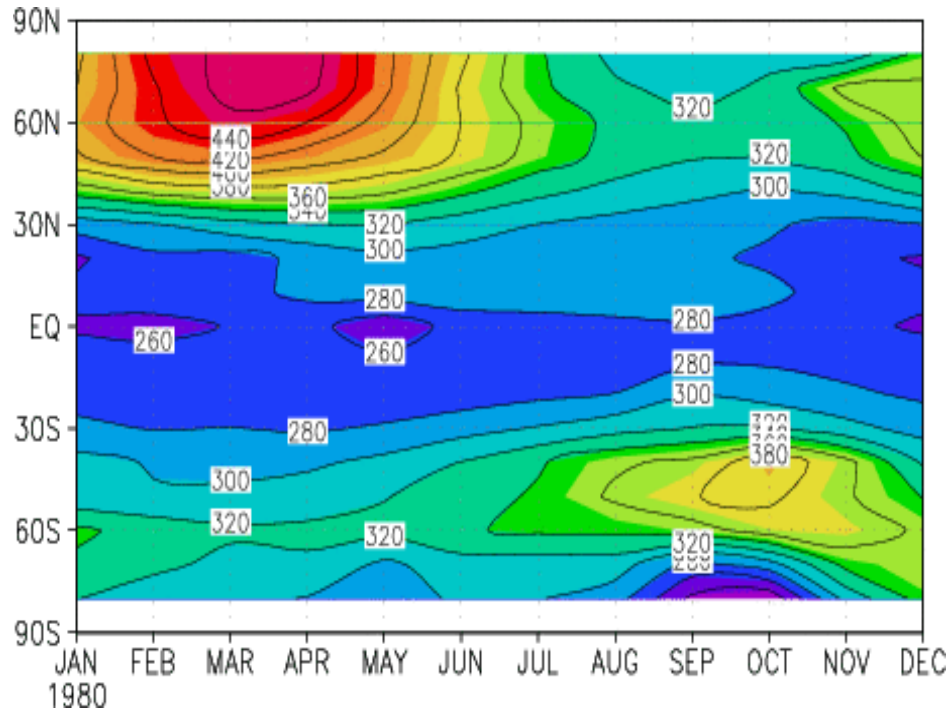
Données CEPPMT



- L'air est enlevé de la zone de production et transporté vers le bas et vers les hautes latitude

$$\frac{\partial \Psi^*}{\partial z} = -\rho_0 \cos \phi v^*$$

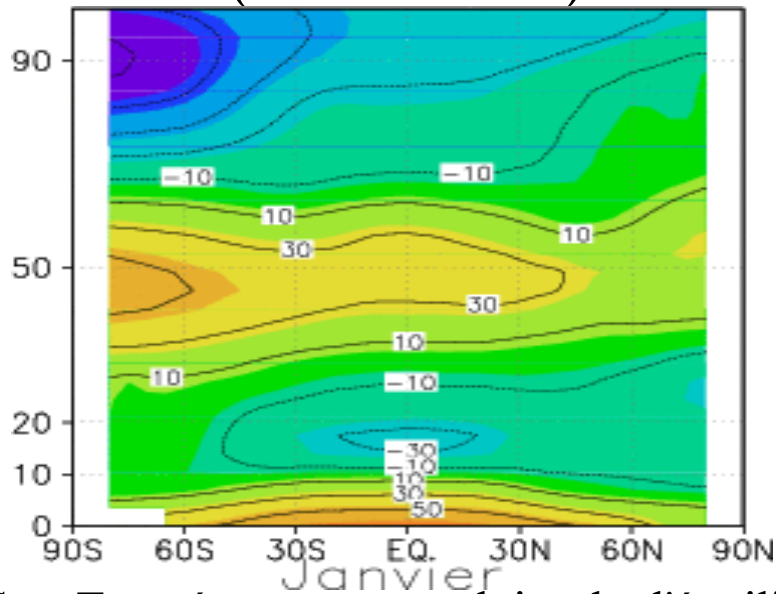
Climatologie de la colonne d'Ozone en Unité Dobson (DU)



- L'air est enlevé de la zone de production (Equateur) et transporté vers vers les hautes latitudes
- Notez en Avril la forte concentration au pôle Nord: Ozone accumulé durant l'hiver
- Une certaine homogénéisation de l'O₃ du pôle Nord vers les moyennes latitudes se produit en Hiver
- Notez aussi le déficit naturel d'O₃ au pôle sud et en Octobre: c'est le trou d'Ozone lié à un faible mélange, et à une circulation de Brewer Dobson dans l'hémisphère sud n'atteignant pas le pôle

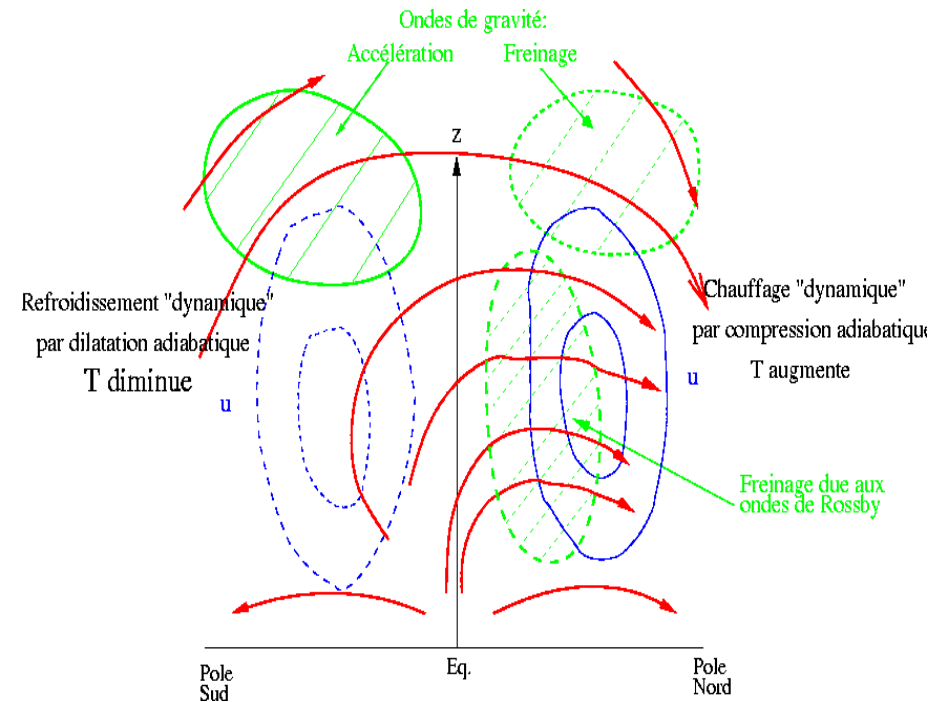
Evolution de la concentration d'O₃ sur la surface isentrope 417K (déferlement d'une onde de Rossby vers z=20-30km)

Rappel: la température dans l'atmosphère moyenne au mois de Janvier (données CIRA)



La circulation de Brewer Dobson pilotée par les ondes et le "Downward Control"

- Ces Températures sont loin de l'équilibre radiatif:
- Elles sont trop chaudes aux pôles d'hiver, trop froide au pôle d'été dans la stratosphère et dans la basse mésosphère
- Aux équinoxes et dans la haute mésosphère, (70-90km) T croit du pôle d'hiver vers le pôle d'été!!!
- Aux solstices et à la mésopause (90km) se trouve la région la plus froide de l'atmosphère!!!!



Equations pour la circulation générale en moyenne zonale, Formalisme Eulérien (AHL p. 124).

Définition de la moyenne zonale Eulérienne:

$$\bar{u}(\phi, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} u(\lambda, \phi, z, t) d\lambda$$

Définition de la perturbation:

$$u'(\lambda, \phi, z, t) = u(\lambda, \phi, z, t) - \bar{u}(\phi, z, t)$$

Equations primitives pour l'écoulement en moyenne Eulérienne:

$$\begin{aligned} \bar{u}_t + \bar{v} \left[(a \cos \phi)^{-1} (\bar{u} \cos \phi)_\phi - f \right] + \bar{w} \bar{u}_z \\ = \bar{X} - (a \cos^2 \phi)^{-1} (\overline{v'u'} \cos^2 \phi)_\phi - \rho_O^{-1} (\rho_O \overline{w'u'})_z \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \bar{v}_t + a^{-1} \bar{v} \bar{v}_\phi + \bar{w} \bar{v}_z + \bar{u} (f + \bar{u} a^{-1} \tan \phi) + a^{-1} \bar{\Phi}_\phi \\ = \bar{Y} - (a \cos \phi)^{-1} (\overline{v'^2} \cos \phi)_\phi - \rho_O^{-1} (\rho_O \overline{w'v'})_z - \bar{u}^2 a^{-1} \tan \phi \end{aligned}$$

$$\bar{\Phi}_z = \frac{R\bar{T}}{H}$$

$$\begin{aligned} \bar{\theta}_t + a^{-1} \bar{v} \bar{\theta}_\phi + \bar{w} \bar{\theta}_z \\ = \bar{Q} - (a \cos \phi)^{-1} (\overline{v'\theta'})_\phi - \rho_O^{-1} (\rho_O \overline{w'\theta'})_z \end{aligned}$$

$$(a \cos \phi)^{-1} (\bar{v} \cos \phi)_\phi + \rho_O^{-1} (\rho_O \bar{w})_z = 0$$

- Ces équations ne permettent pas toujours de lier les termes de forçage dus aux ondes, à certaines propriétés physiques de base de ces ondes (stationnarité, adiabaticité ou dissipation et déferlement)
- De nombreux exemples seront donnés dans la suite du cours
- La circulation méridienne (\bar{v}, \bar{w}) représente très mal la circulation transportant les constituants traces et le moment angulaire

Equations pour la circulation générale en moyenne zonale, Formalisme Eulérien Transformé (AHL p. 128)

Définition de la circulation méridienne résiduelle:

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \rho_0^{-1} (\rho_0 \bar{v}'\theta' / \bar{\theta}_z)_z$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + (a \cos \phi)^{-1} (\cos \phi \bar{v}'\theta' / \bar{\theta}_z)_\phi$$

Equation pour l'écoulement en moyenne Eulérienne transformée:

$$\begin{aligned} \bar{u}_t + \bar{v}^* \left((a \cos \phi)^{-1} (\bar{u} \cos \phi)_\phi - f \right) + \bar{w}^* \bar{u}_z \\ = \bar{X} + (\rho_0 a \cos \phi)^{-1} \vec{\nabla} \cdot \vec{F} \end{aligned}$$

$$\bar{u} (f + \bar{u} a^{-1} \tan \phi) + a^{-1} \bar{\Phi}_\phi = \bar{G}$$

$$\bar{\Phi}_z = \frac{RT}{H}$$

$$\begin{aligned} \bar{\theta}_t + a^{-1} \bar{v}^* \bar{\theta}_\phi + \bar{w}^* \bar{\theta}_z \\ = \bar{Q} - \rho_0^{-1} \left(\rho_0 \left(\bar{v}'\theta' \frac{\bar{\theta}_\phi}{a\bar{\theta}_z} + \bar{w}'\theta' \right) \right)_z \end{aligned}$$

$$(a \cos \phi)^{-1} (\bar{v}^* \cos \phi)_\phi + \rho_0^{-1} (\rho_0 \bar{w}^*)_z = 0$$

Remarques:

$$F^{(\phi)} = \rho_0 a \cos \phi (\bar{u}_z \bar{v}'\theta' / \bar{\theta}_z - \bar{v}'u')$$

$$F^{(z)} = \rho_0 a \cos \phi \left(\left(f - \frac{(\bar{u} \cos \phi)_\phi}{a \cos \phi} \right) \bar{v}'\theta' / \bar{\theta}_z - \bar{w}'u' \right)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{F} = (a \cos \phi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \phi} (F^{(\phi)} \cos \phi) + \frac{\partial F^{(z)}}{\partial z}$$

- Le vecteur \vec{F} est le Flux d'Eliassen et Palm.
- G dénote l'écart du vent zonal moyen à l'équilibre du vent gradient (c'est à dire l'équilibre géostrophique aux moyennes latitudes). Il est souvent faible.

Théorème d'Eliassen et Palm

Considérons un état de base stationnaire zonal et non forcé $\bar{v}_0 = \bar{w}_0 = 0$, il satisfait l'équilibre du vent gradient et l'équilibre hydrostatique:

$$\left(f + \frac{\bar{u}_0 \tan \phi}{a}\right) \bar{u}_0 + a^{-1} \bar{\Phi}_{0\phi} = 0,$$

$$\bar{\Phi}_{0z} = H^{-1} R \bar{\theta}_0 \exp(-\kappa z/H)$$

Considérons des petites perturbations à cet état stationnaire:

$$u = \bar{u}_0 + u' + O(\alpha^2)$$

Equations primitives pour la perturbation:

$$\bar{D}u' + \left[(a \cos \phi)^{-1} (\bar{u}_0 \cos \phi)_\phi - f \right] v' + \bar{u}_{0z} w' + (a \cos \phi)^{-1} \Phi'_\lambda = X'$$

$$\bar{D}v' + (2a^{-1} \bar{u}_0 \tan \phi + f) u' + a^{-1} \Phi'_\phi = Y'$$

$$\Phi'_z = H^{-1} R \theta' \exp(-\kappa z/H)$$

$$\bar{D}\theta' + a^{-1} \bar{\theta}_{0\phi} v' + \bar{\theta}_{0z} w' = Q'$$

$$(a \cos \phi)^{-1} \left[u'_\lambda + (v' \cos \phi)_\phi \right] + \rho_O^{-1} (\rho_O w')_z = 0$$

$$\bar{D} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\bar{u}_0}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda}$$

De ces équations on peut déduire une équation de la forme:

$$\frac{\partial A}{\partial F} + \vec{\nabla} \cdot \vec{F} = D + O(\alpha^2)$$

- $\vec{\nabla} \cdot \vec{F} = 0$, pour des ondes stationnaires, linéaires, non dissipatives et adiabatiques.
- A est une fonction quadratique de la perturbation, c'est une densité d'action (par ex. Le pseudo-moment)
- La dérivée temporelle de A représente les effets instationnaires.
- D contient les effets diabatiques et visqueux (X', Y' et Q')
- α caractérise l'amplitude de l'onde.

La circulation de Brewer Dobson dans la stratosphère: Fonction de courant de la circulation en moyenne Eulérienne transformée, Données CEPPMT

Définition d'une fonction de courant pour la circulation méridienne en moyenne transformée:

$$\frac{\partial \Psi^*}{\partial z} = -\rho_0 \cos \phi \bar{v}^*$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Psi^*}{\partial \phi} = +\rho_0 \bar{w}^*$$

Définition d'une fonction de courant pour la circulation méridienne en moyenne Eulérienne:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial z} = -\rho_0 \cos \phi \bar{v}$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Psi}{\partial \phi} = +\rho_0 \bar{w}$$

