Dynamique de la Moyenne Atmosphère et des ondes atmosphérique

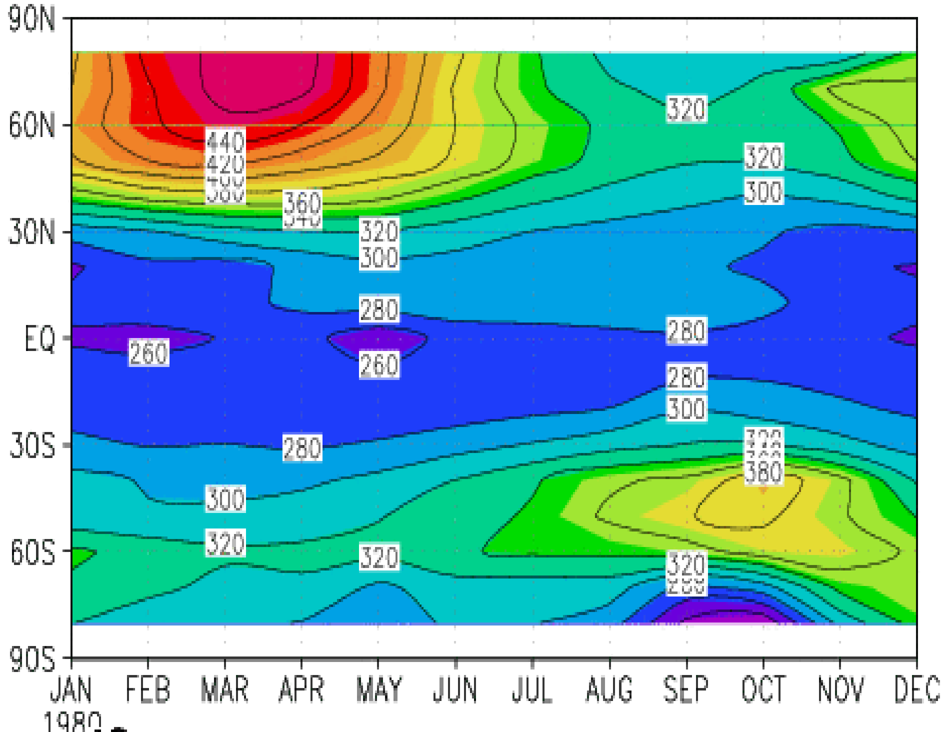
Cours 3: La circulation générale de la moyenne atmosphère (II)

A)Modèle Simple (Avec Forçage Mécanique)

B)Les Equations pour l'écoulement en moyenne zonale

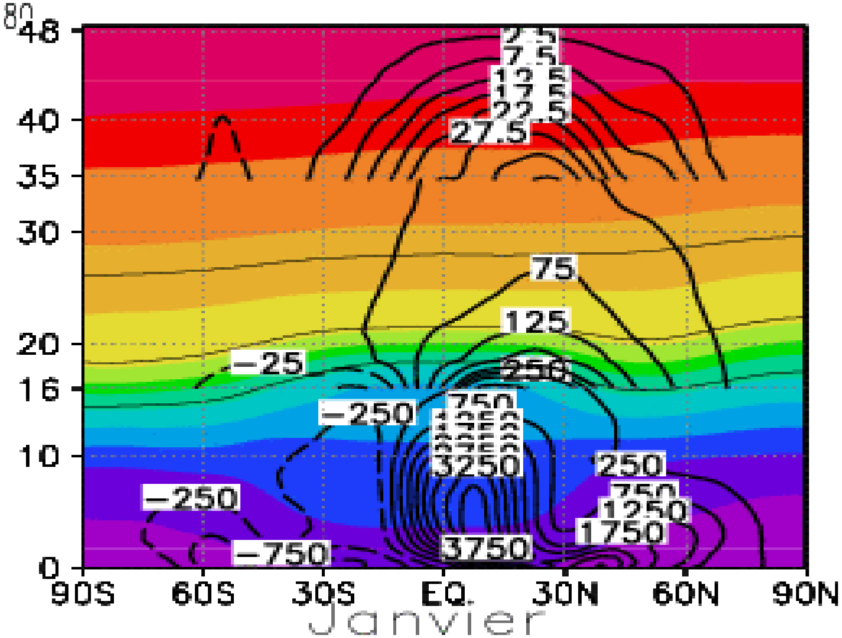
- Le formalisme Eulérien
- Le formalisme Eulérien transformé
- Observations de la Circulation Méridienne

C)Généralité sur les ondes en milieu lentement variable



Ozone intégré verticalement en Unité Dobson

Données Fortuin et Kelder (1998)



Fonction de courant de la Circulation Méridienne (Formalisme TEM).

Réanalyses ECMWF

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

Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique forcée mécaniquement (X), cas du mois de Janvier

Ajout d'un force agissant dans la direction zonale:

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

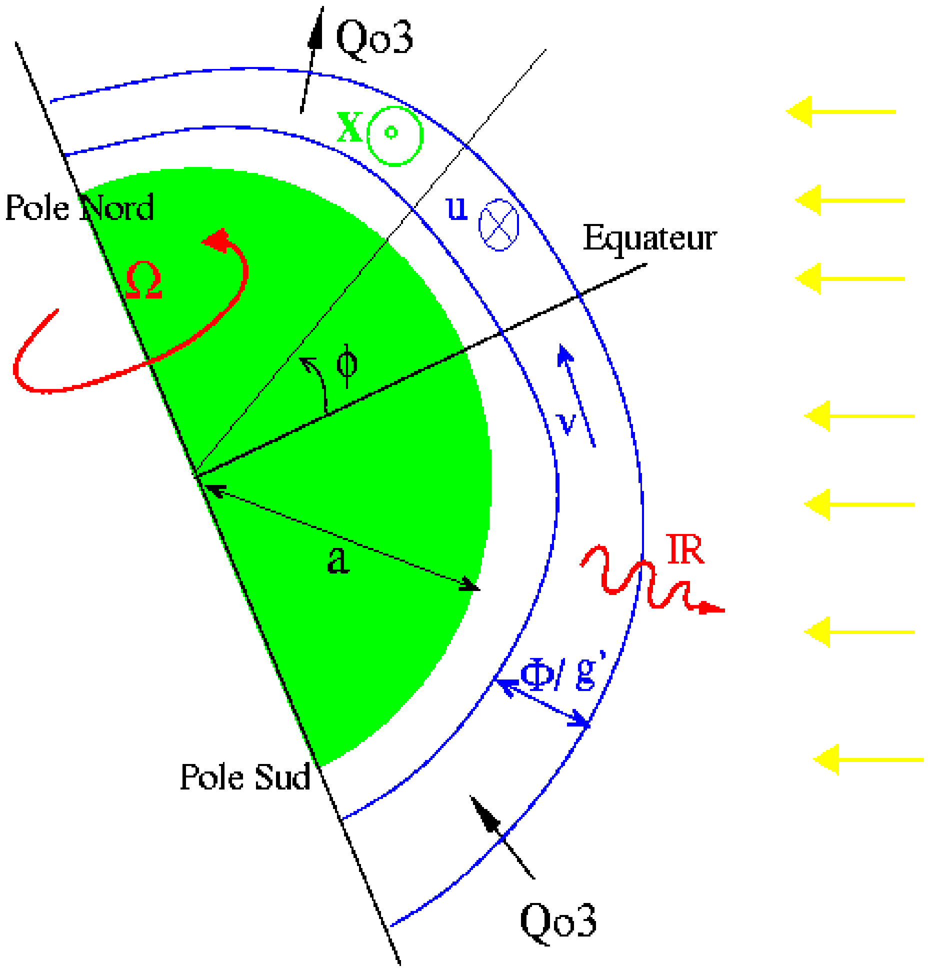
$$\left(\frac{\partial}{\partial t}+\frac{v}{a}\frac{\partial}{\partial\phi}\right)v+\left(2\Omega+\frac{u}{a\cos\phi}\right)u\sin\phi=-\frac{1}{a}\frac{\partial\Phi}{\partial\phi}$$

$$\frac{\partial\Phi}{\partial t}+\frac{1}{a\cos\phi}\frac{\partial\Phi v\cos\phi}{\partial\phi}=Q_{0_3}-\overline{Q}^{\phi}_{0_3}-\alpha\left(\Phi-\Phi_0\right)$$

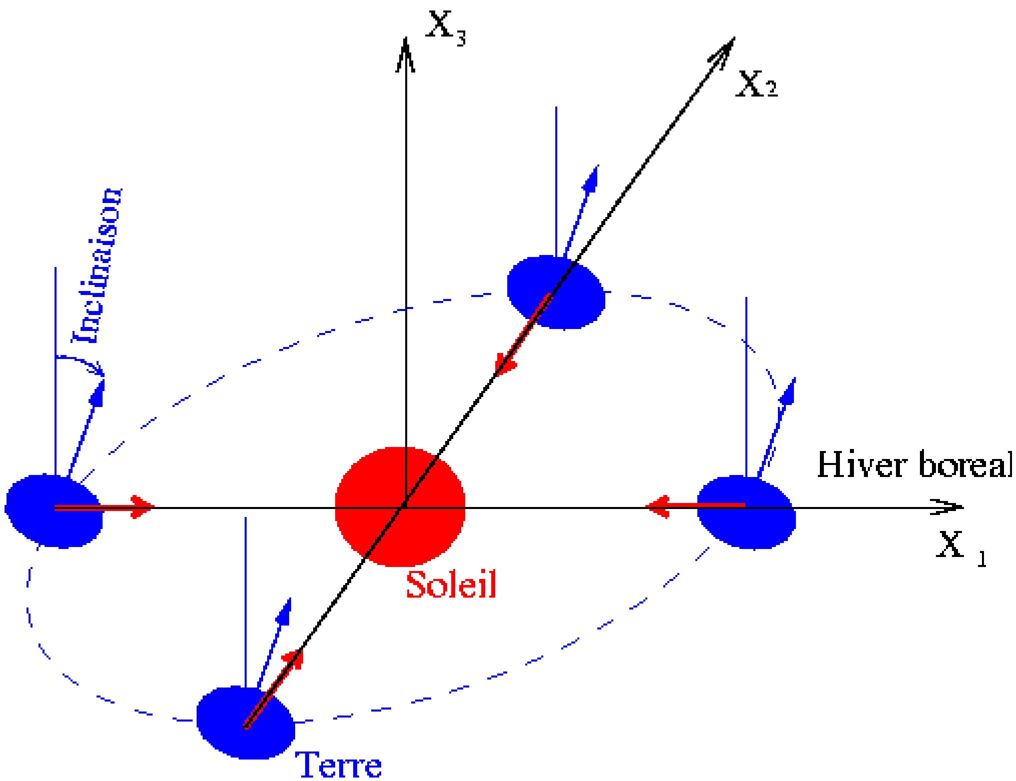
Forçage mécanique d'une circulation méridienne:

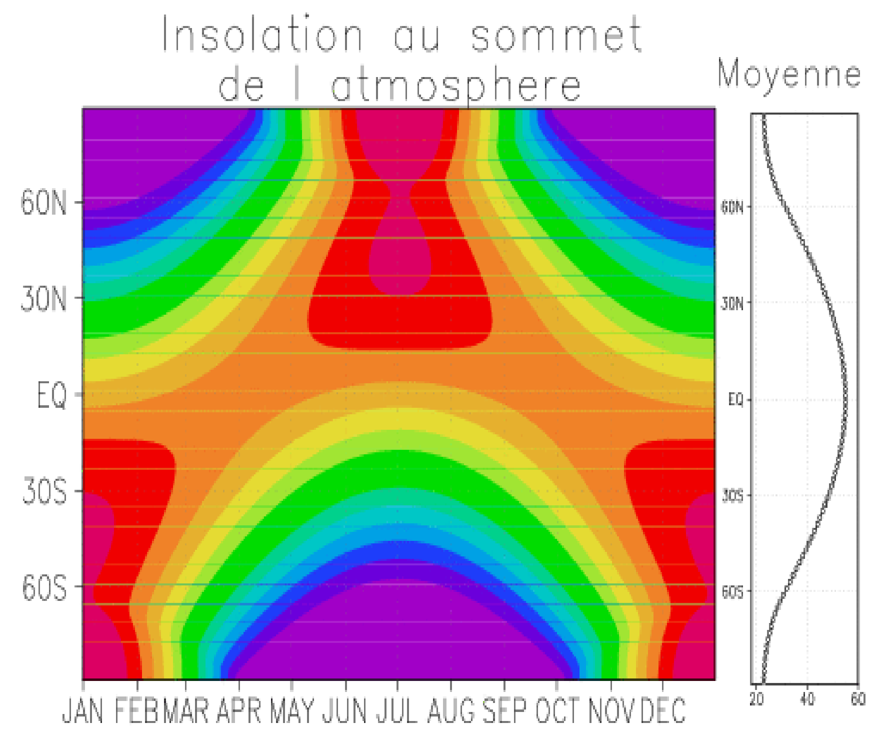
$$-2\Omega\sin\phi v\approx X$$

Epaisseur de la couche: **h=Φ/g'**
(Température)

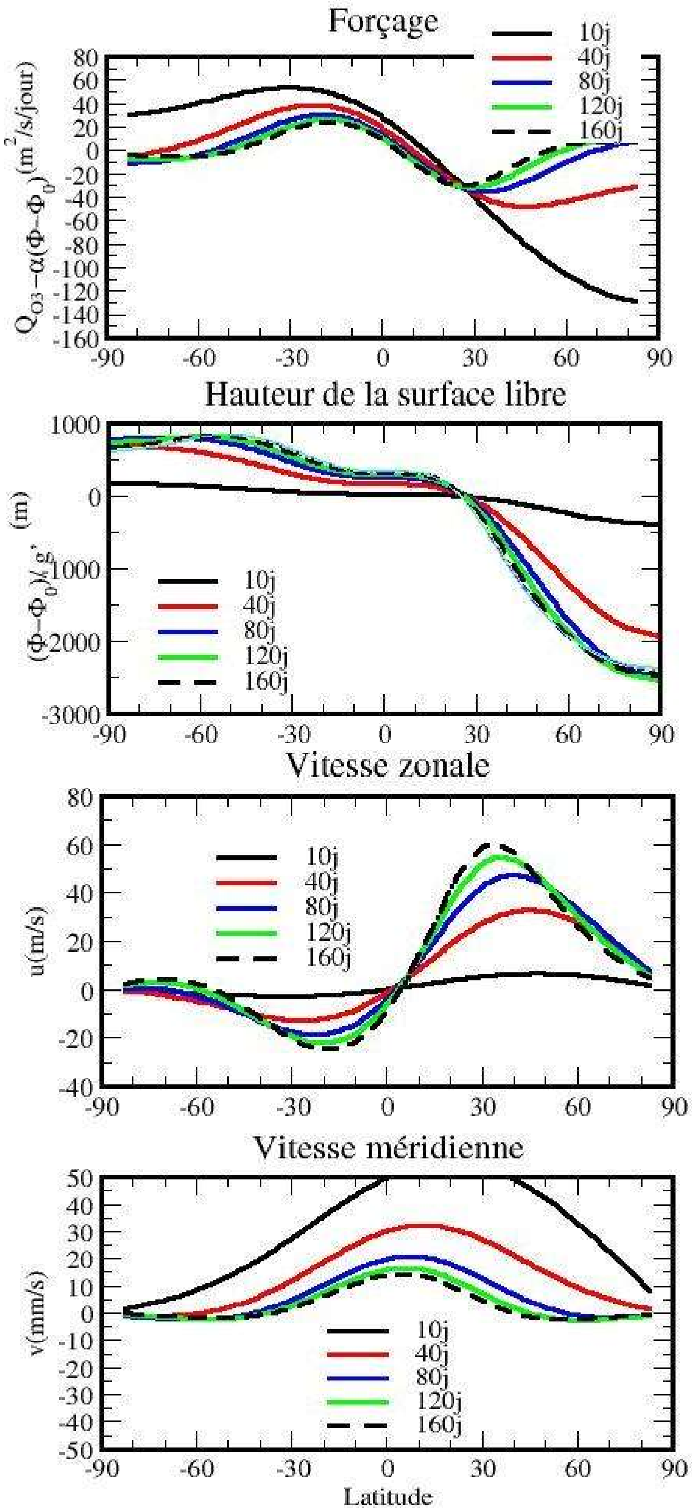


Cycle saisonnier de l'ensoleillement





- L'Ozone réemet 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



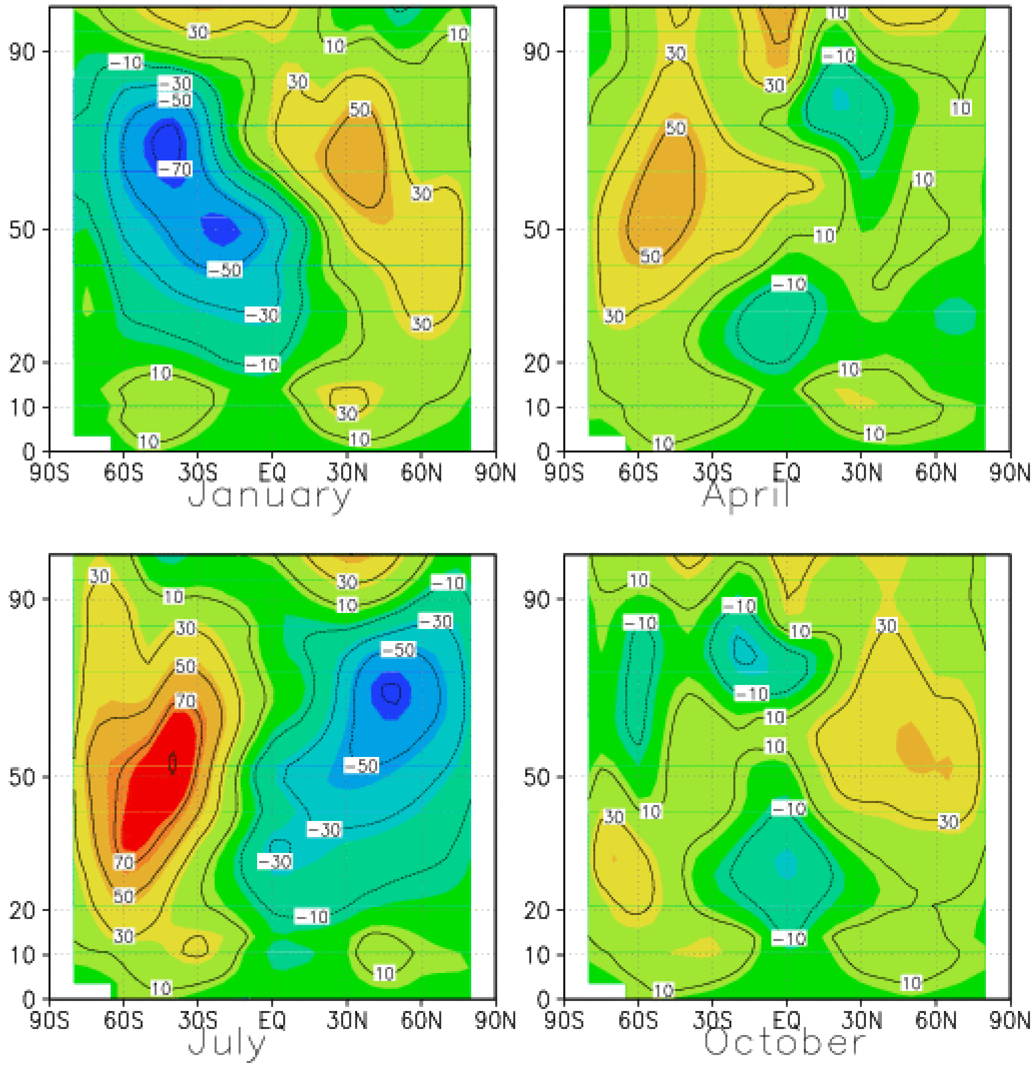
Modèle de Saint Venant sur la sphère, version axisymétrique
pas de forçâge mécanique, résultats pour le mois de Janvier

- Au départ (10j) le forçage est du à 03 uniquement. Un état d'équilibre entre 03 (chauffage) et CO2 (IR) est (presque) atteind 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
- 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.
- Le vent vers l'Est dans l'Hémisphère Nord est trop fort, par rapport au vent vers l'Ouest dans l'Hémisphère Sud

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

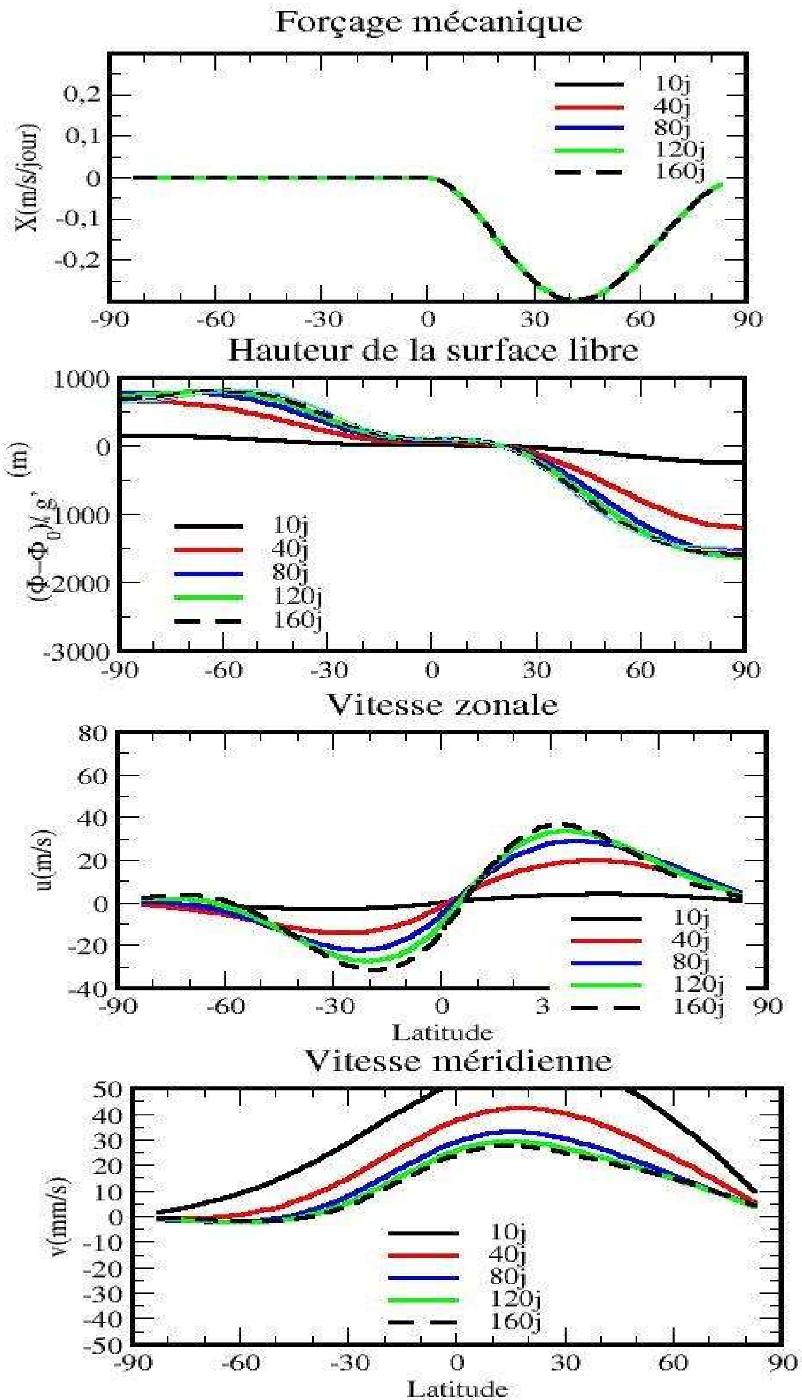
U (m/s)

Solstices Equinoxes



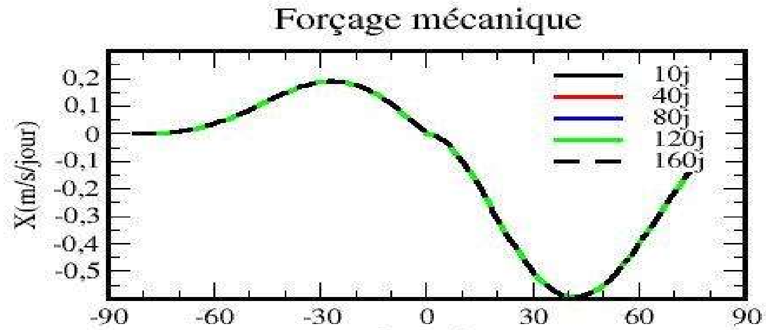
- Dans la moyenne atmosphère (20-90km), on trouve bien des jets vers l'Est dans l'hémisphère d'hiver, vers l'Ouest dans l'hémisphère d'été.
- En Janvier, l'amplitude du jet vers l'Est dans l'Hémisphère Nord n'est pas aussi grande que l'amplitude du jet dans l'Hémisphère Sud
- Les jets dans la haute mésosphère ont des amplitudes beaucoup plus faible que dans la haute troposphère et la basse mésosphère

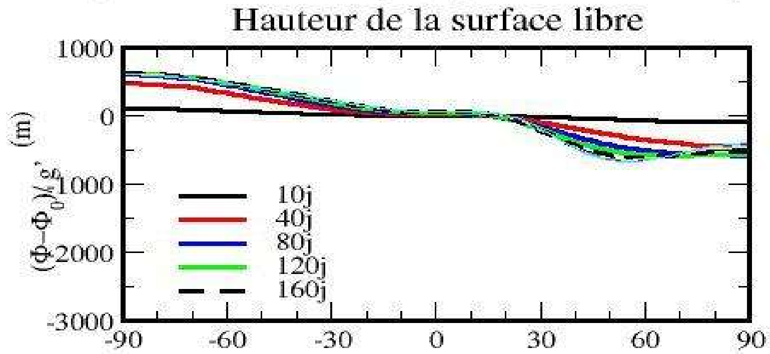
Mois de Janvier avec freinage du jet dans l'hémisphère Nord
un effet du aux ondes de Rossby de grande échelle

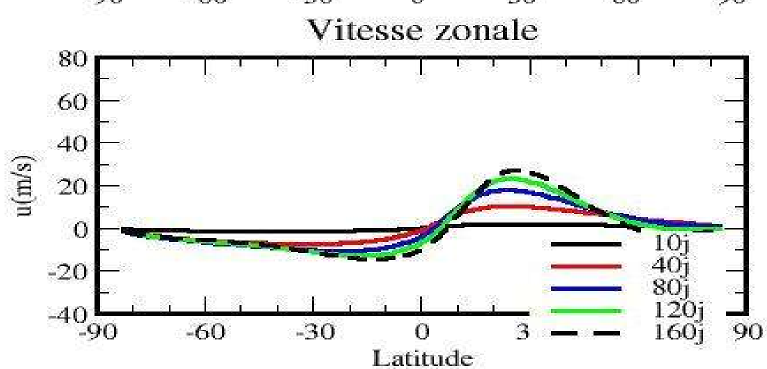


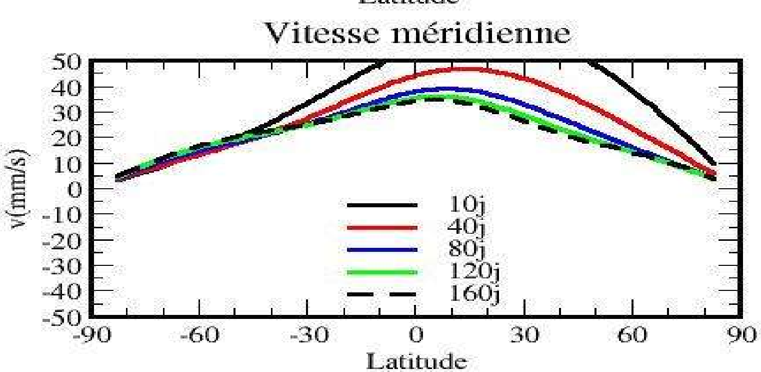
- Le forçage thermodynamique est le même que dans l'expérience précédente.
- Le forçage mécanique est due aux ondes de Rossby quasi-stationnaires qui ne peuvent se propager que dans un écoulement allant vers l'Est (pour que leur vitesse de phase relative soit négative).
- Le forçage mécanique prolonge 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



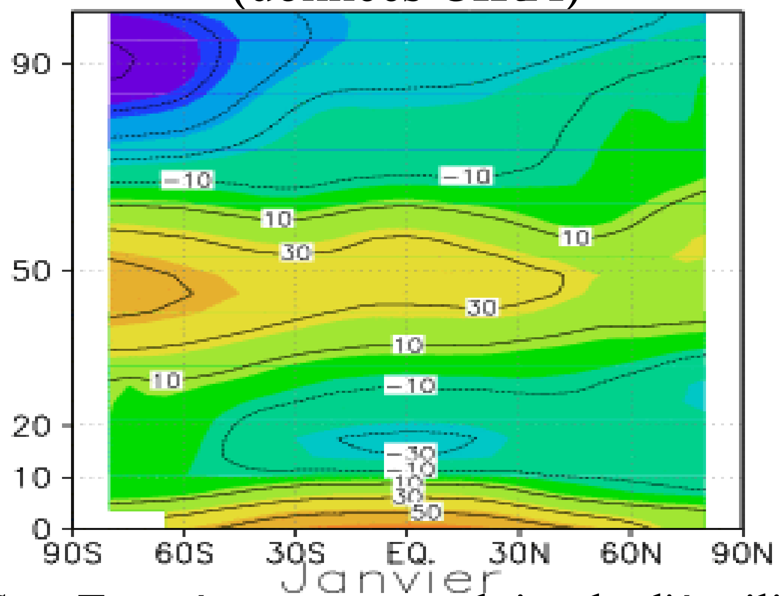






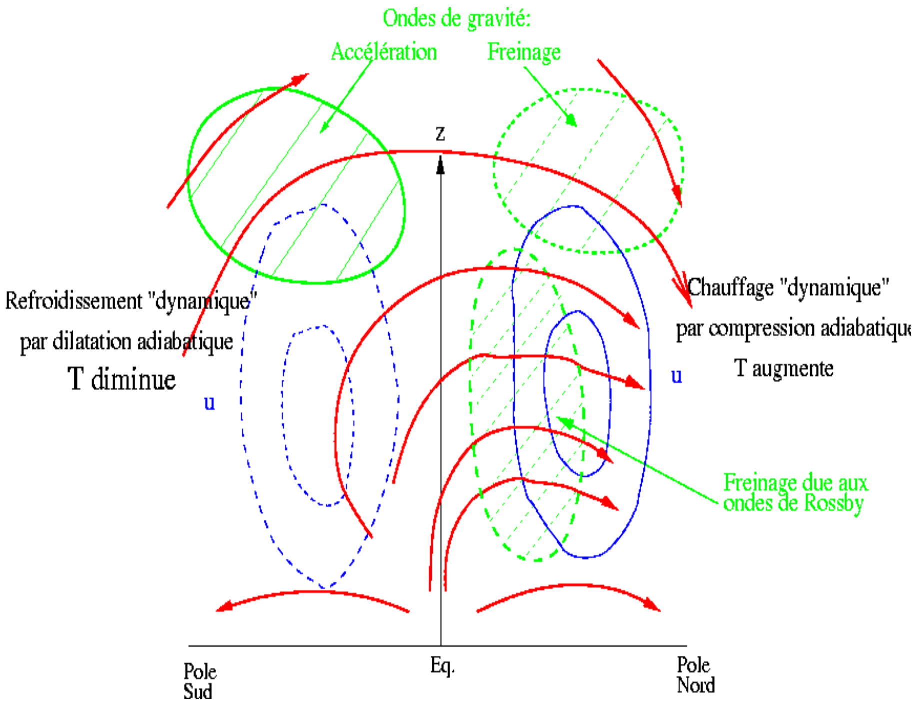
- Le forçage mécanique est positif dans l'hémisphère sud négatif dans l'hémisphère nord.
- Le forçage mécanique est due aux ondes de gravité instationnaires provenant de la troposphère
- Ces ondes déferlent plus facilement dans un écoulement allant dans la direction de leur vitesse de phase
- Elles exercent une force dans la direction opposée à 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

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



- 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 sosltices et à la mésopause (90km) se trouve la région la plus froide de l'atmosphère!!!!

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



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

Définition de la moyenne zonale Eulérienne:

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

Définition de la perturbation:

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

Equations primitives pour l'écoulement en moyenne Eulérienne:

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

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

$$\overline{\Phi}_z \quad = \frac{R\overline{T}}{H}$$

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

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

- 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 données dans la suite du cours
- La circulation méridienne $(\overline{v}\ ,\ \overline{w}\ )$ 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:

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

$$\overline{w}^* = \overline{w} + (a\cos\phi)^{-1}\left(\rho_0 \cos\phi \overline{v'\theta'}/\overline{\theta}_z\right)_\phi$$

Equation pour l'écoulement en moyenne Eulérienne transformée:

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

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

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

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

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

Remarques:

$$\begin{aligned}F^{(\phi)} & = \rho_0 a\cos\phi\left(\overline{u}_z\overline{v'\theta'}/\overline{\theta}_z - \overline{v'u'}\right) \\ F^{(z)} & = \rho_0 a\cos\phi\left\{\left[f - (a\cos\phi)^{-1}(\overline{u}\cos\phi)_\phi\right]\overline{v'\theta'}/\overline{\theta}_z - \overline{w'u'}\right\}\end{aligned}$$

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

- Le vecteur $\overrightarrow{F}$ est le Flux d'Eliasen 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 $\overline{v}_0 = \overline{w}_0 = 0$, il satisfait l'équilibre du vent gradient et l'équilibre hydrostatique:

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

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

Considérons des petites perturbations à cet état stationnaire:

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

Equations primitives pour la perturbation:

$$\begin{aligned}
\overline{D}u' + & \left[(a\cos\phi)^{-1}\left(\overline{u}_0\cos\phi\right)_\phi - f\right]v' \\
& + \overline{u}_{0z}w' + (a\cos\phi)^{-1}\,\Phi'_\lambda = X' \\
\overline{D}v' + & \left(2a^{-1}\overline{u}_0\tan\phi + f\right)u' + a^{-1}\Phi'_\phi = Y' \\
\Phi'_z = & \; H^{-1}R\theta' \exp\left(-\kappa z/H\right) \\
\overline{D}\theta' + & \; a^{-1}\overline{\theta}_{0\phi}v' + \overline{\theta}_{0z}w' = Q' \\
(a\cos\phi)^{-1} & \left[u'_\lambda + \left(v'\cos\phi\right)_\phi\right] + \rho_O^{-1}\left(\rho_O w'\right)_z = 0
\end{aligned}$$

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

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

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

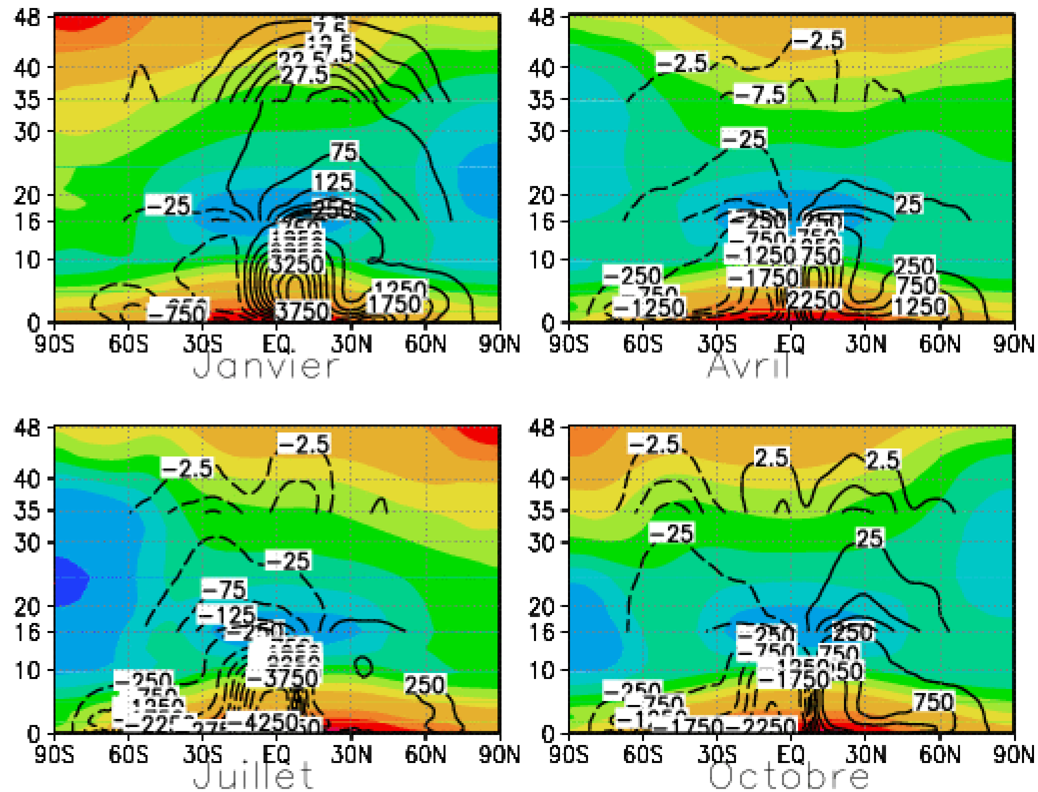
- $\vec{\nabla}\cdot\vec{F}$ =0, pour des ondes stationnaires, linéaires, non dissipatives et adiabatiques.
- A est une fonction quadratique de la perturbation, c'est une densité d'action (par ex. Le pseudo-moment)
- La dérivée temporelle de A représente les effets instationnaires.
- D contient les effets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

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

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

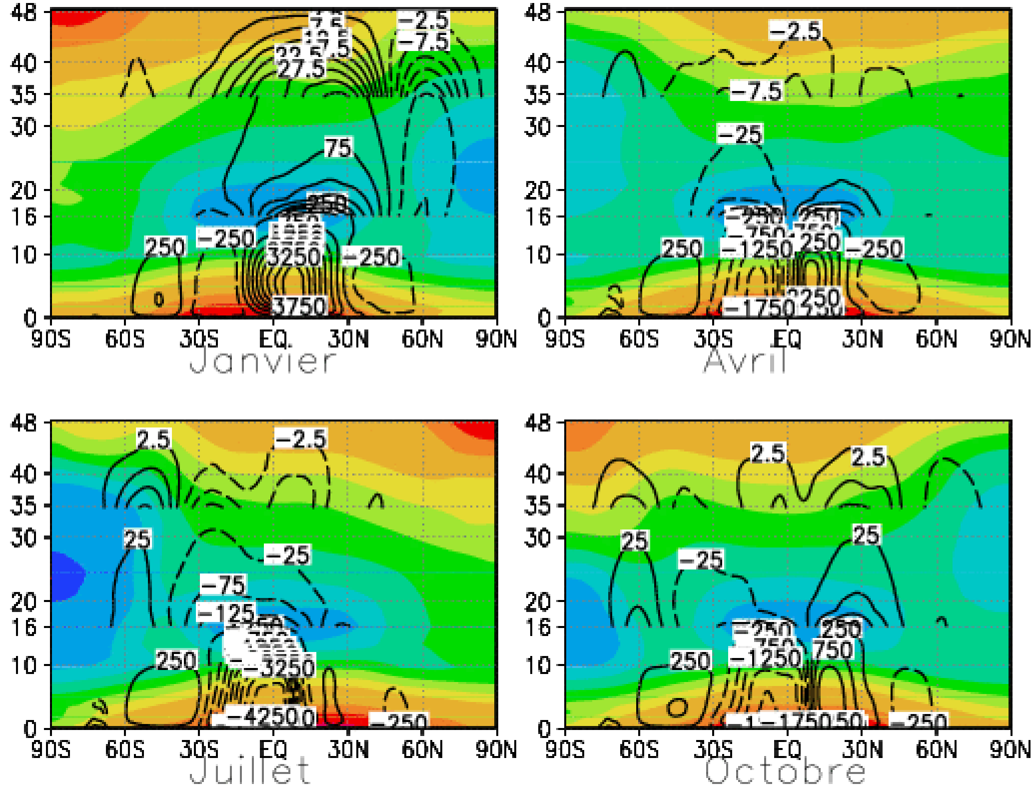


La circulation de Brewer Dobson dans la stratosphère: Fonction de courant de la circulation en moyenne Eulérienne, Données CEPPMT.

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

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

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



●Généralités sur les ondes en milieu lentement variable

On considère un état de base quelconque variant dans l'espace et dans le temps. On considère que les perturbations par rapport à cet état de base peuvent s'écrire:

$$u'(\vec{x},t) = \Re\left\{\hat{u}(\vec{x},t)\exp i\chi(\vec{x},t)\right\},$$

où la phase $\chi(\vec{x},t)$ est réelle. On définie alors le nombre d'onde local $\vec{k} = (k,l,m)$ et la fréquence locale ω par:

$$k = \frac{\partial\chi}{\partial x},\ l = \frac{\partial\chi}{\partial y},\ m = \frac{\partial\chi}{\partial z},\ \omega = -\frac{\partial\chi}{\partial t}.$$

On considère alors que $\hat{u}$,$\vec{k}$, et ω varient beaucoup plus lentement dans l'espace et dans le temps que ne le fait la phase χ. Dans ce cadre, le physique du problème fait que l'on peut souvent écrire une Relation de Dispersion:

$$\omega = \Delta\left(\vec{k},\vec{x},t\right).$$

On définie alors la Vitesse de Groupe:

$$\vec{c}_g\left(\vec{k},x,t\right) = \left(\frac{\partial\Delta}{\partial k},\frac{\partial\Delta}{\partial l},\frac{\partial\Delta}{\partial m}\right).$$

Les variations temporelles des propriét'es de l'onde pour un observateur se déplaçant à la vitesse de groupe sont mesurées par l'opérateur:

$$d_g = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{c}_g\cdot\vec{\nabla}.$$

De ces définitions et relations on déduit un ensemble très important de relations, par exemple:

$$\frac{\partial\vec{k}}{\partial t} = -\vec{\nabla}\omega,\ \frac{\partial k}{\partial y} = \frac{\partial l}{\partial x},\ \frac{\partial k}{\partial z} = \frac{\partial m}{\partial x},\ \frac{\partial l}{\partial z} = \frac{\partial m}{\partial y}.$$

Mais surtout les équations dites de tracé des rayons:

$$d_g k = -\frac{\partial\Delta}{\partial x},\ d_g l = -\frac{\partial\Delta}{\partial y},\ d_g m = -\frac{\partial\Delta}{\partial z},\ d_g\omega = +\frac{\partial\Delta}{\partial t}.$$

Où un rayon est la trajectoire d'un point se déplacement à la vitesse de groupe:

$$d_g\vec{x} = \vec{c}_g.$$

Des études en général complexes permettent de montrer:

$$\left\langle\vec{F}\right\rangle = \vec{c}_g\left\langle A\right\rangle,$$

toujours dans le cadre lentement variable, et ou $< . >$ est une moyenne sur la phase χ.