

VI.1) Description de la QBO

Observation du vent zonal en moyenne zonale à l'équateur

Données UARS (Swinbak et Orland)

Z(km)=

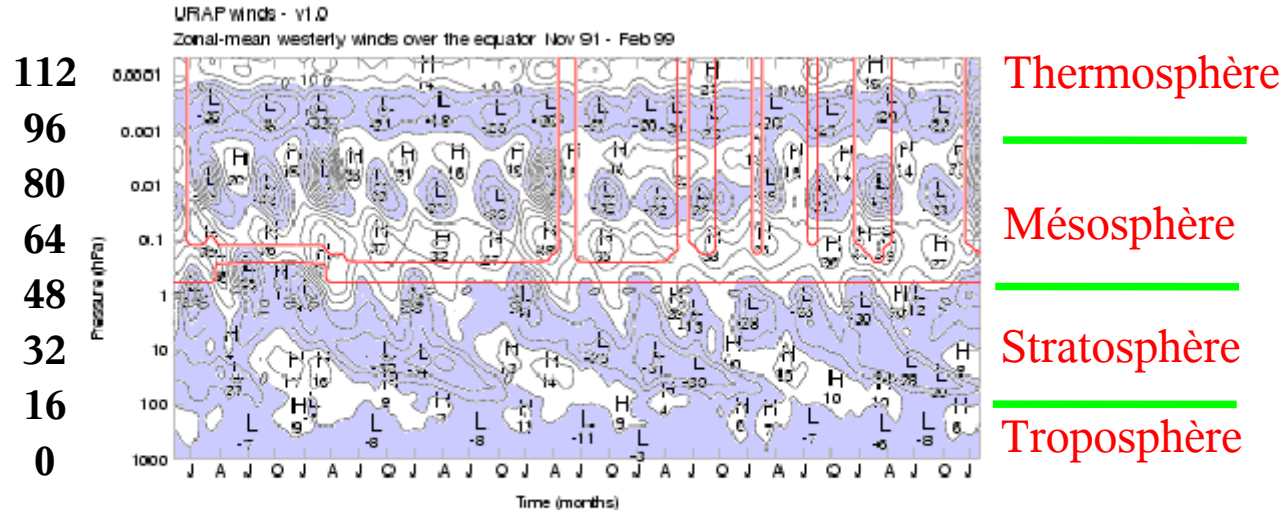


Figure 6. Time series of zonal-mean westerly winds over the equator, from November 1991 to February 1999. The tick marks along the x-axis mark each January, April, July and October. The additional lines show where the values are mainly derived from interpolated or climatological data.

Dans la mésosphère et au dessus le vent présente des oscillations de période semi-annuelle, liées (en partie) au cycle annuel du chauffage par l'Ozone.

c'est l'Oscillation Semi-Annuelle (SAO)

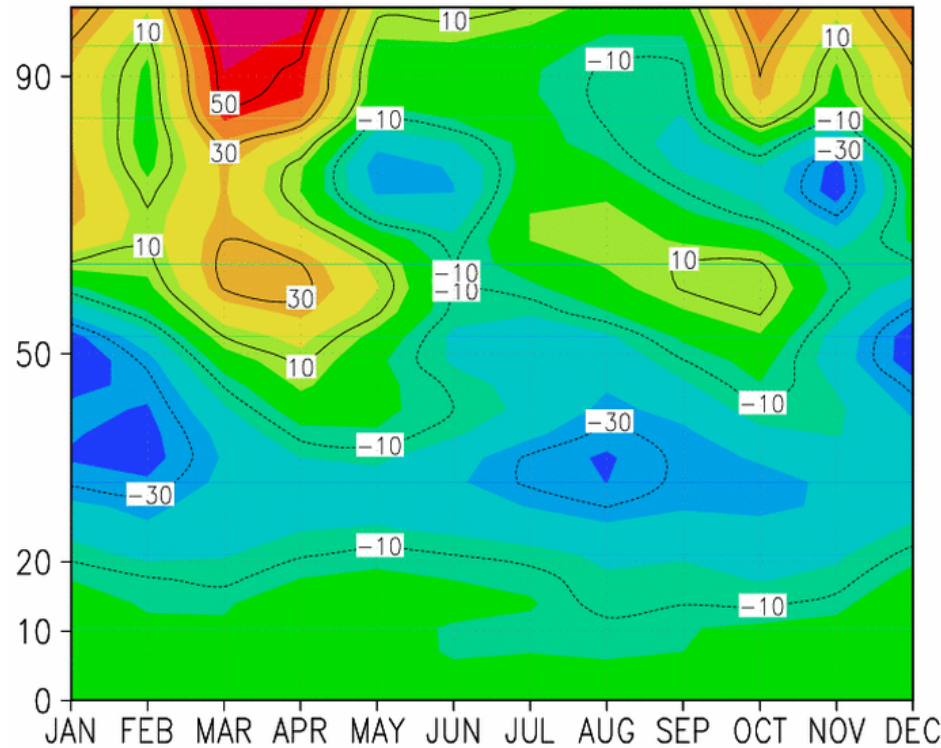
(pour le cycle du chauffage et la circulation dans l'atmosphère moyenne voir cours I)

Dans la stratosphère, les vents oscillent à une période légèrement supérieure à deux ans, ce qui ne peut pas s'expliquer en terme de cycle annuel, c'est l'Oscillation Quasi-Biennale (QBO).

VI.1) Description de la QBO

L'Oscillation Semi Annuelle dans la haute stratosphère tropicale et dans la mésosphère

Données CIRA, cycle annuel du vent zonal en moyenne zonale à l'Equateur



Pour les climatologies de la circulation atmosphérique, et les arguments liés à la conservation du moment angulaire voir le chapitre I.

Le max de Chauffage dans l'Hem. Nord en été induit un déplacement d'air vers l'Hemisphere Sud. Cet air ayant un déficit en moment angulaire il en résulte un minimum de vent à l'Equateur.

En été le même processus se produit mais de l'Hémisphère sud vers l'Hémisphère Nord. Cela explique le cycle semi-annuel pour les valeurs négatives du vent, légèrement après les solstices (haute stratosphère).

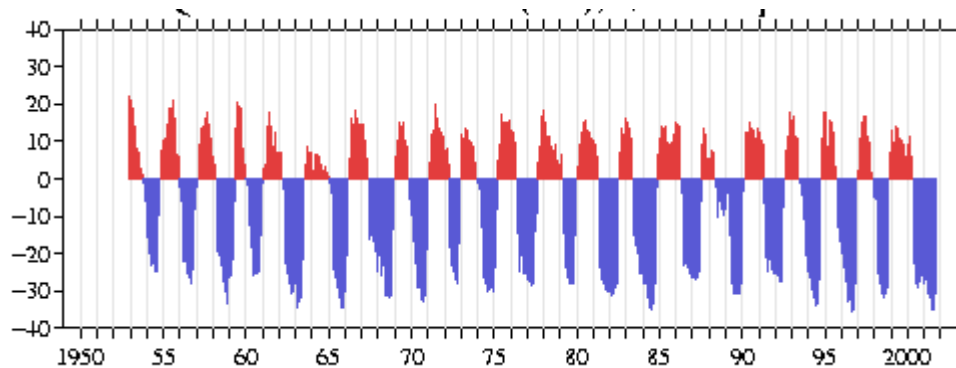
Pour les valeurs positives (super rotation dans la mésosphère), le transport de quantité de mouvement par les ondes joue aussi un rôle prépondérant.

Ce dernier mécanisme est détaillé pour la QBO

VI.1) Description de la QBO

Index de la QBO, basé sur la moyenne zonale du vent zonal à 30hPa ($z \sim 25\text{km}$).

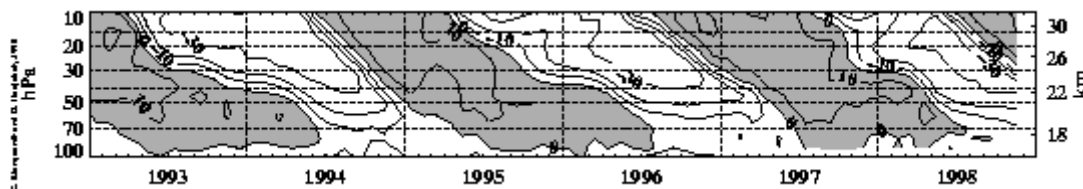
Extrait du site: tao.atmos.washington.edu



Notez la période proche de 26 mois

On peut faire l'analyse spectrale de ce signal avec les données et les programmes en III.2

Moyenne zonale du vent zonal entre 16 et 32km
(données issues de radiosondages)



Notez la descente vers le bas du signal dans la basse stratosphère

VI.1) Description de la QBO

Vision schématique de la QBO et de son forçage par les ondes dues à la convection dans les tropiques

Extrait de Baldwin et al. (Rev. Geophys. 2001)

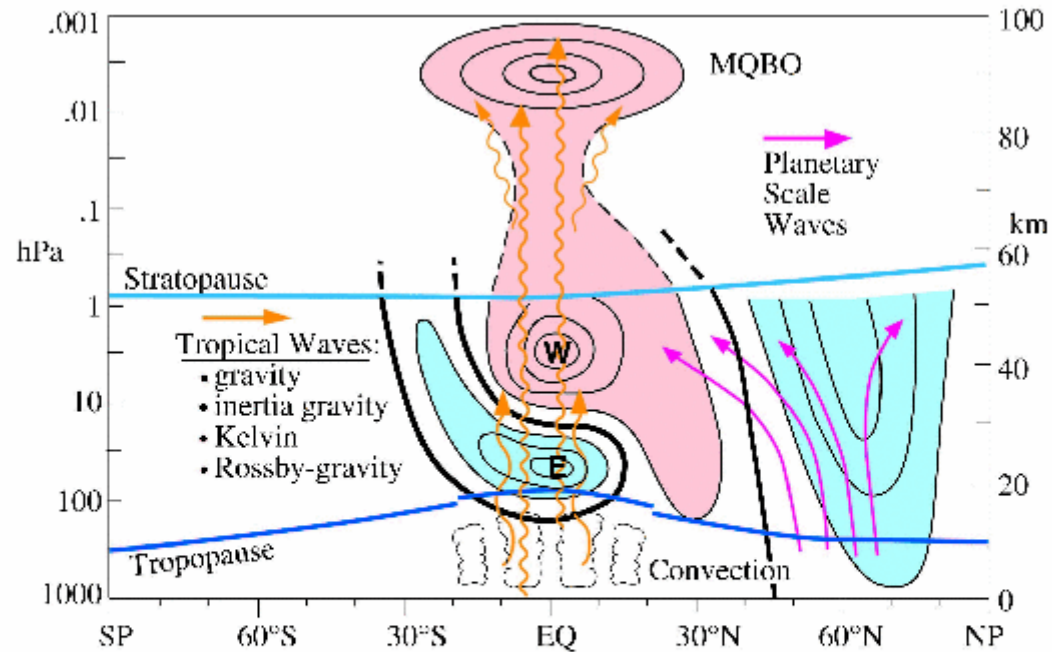


Plate 2. Dynamical overview of the QBO during northern winter. The propagation of various tropical waves is depicted by orange arrows, with the QBO driven by upward propagating gravity, inertia-gravity, Kelvin, and Rossby-gravity waves. The propagation of planetary-scale waves (purple arrows) is shown at middle to high latitudes. Black contours indicate the difference in zonal-mean zonal winds between easterly and westerly phases of the QBO, where the QBO phase is defined by the 40-hPa equatorial wind. Easterly anomalies are light blue, and westerly anomalies are pink. In the tropics the contours are similar to the observed wind values when the QBO is easterly. The mesospheric QBO (MQBO) is shown above ~80 km, while wind contours between ~50 and 80 km are dashed due to observational uncertainty.

VI.1) Description de la QBO

Exemple de simulation numérique de la convection tropicale

Extrait de Alexander et Holton (JAS 1997)

On voit au dessus du système convectif des « vagues » se propageant vers le haut, vers l'Est et vers l'Ouest.

Il s'agit d'ondes internes de gravité.

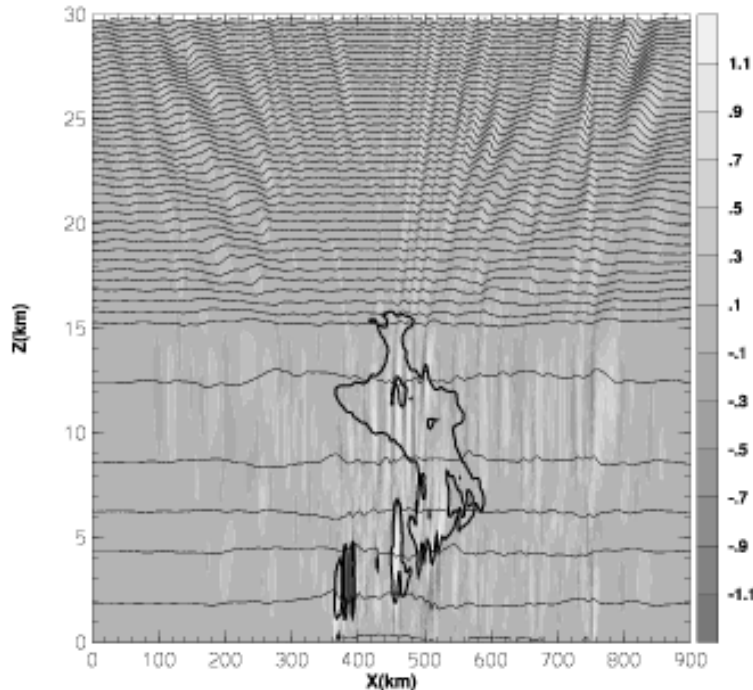
Ces ondes, lorsqu'elles déferlent à haute altitude:
accélèrent l'écoulement zonal moyen (ondes vers l'Est)

ou

freinent l'écoulement zonal moyen (ondes vers l'ouest)

Ces ondes internes participent au forçage de la QBO, c'est la base du modèle présenté en VI.2.

Des ondes de grande échelle vers l'Est (Kelvin) et vers l'Ouest (Rossby-gravité) jouent un rôle tout aussi important que les ondes de gravité (voir plus important).

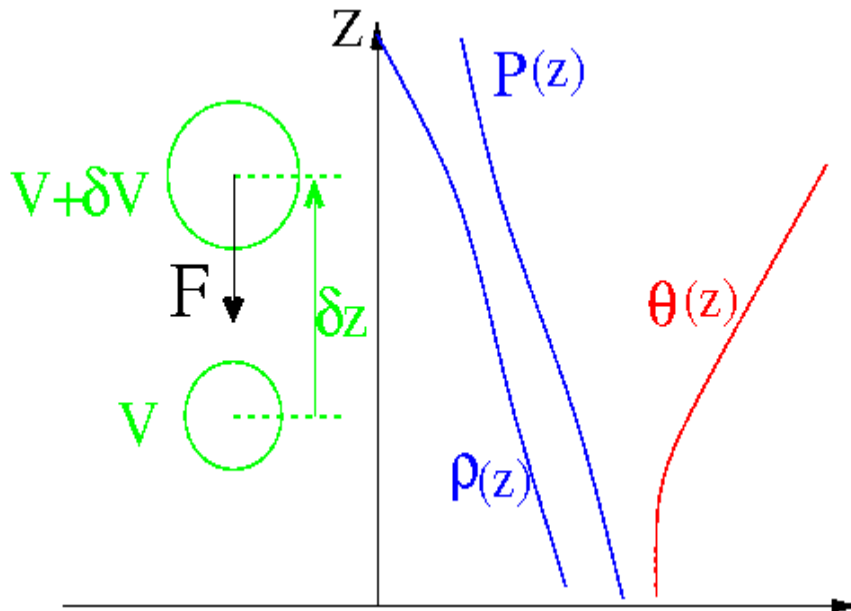


VI.2) Le modèle simple basé sur l'interaction d'ondes avec l'écoulement moyen

Modèle adapté de Plumb (JAS 1977)

La force de rappel donnant naissance aux ondes internes de gravité

Méthode de la parcelle: on déplace une parcelle d'air dans un fluide stratifié verticalement, on fait l'hypothèse que le champ de pression n'est pas affecté par ce déplacement (le principe d'Archimède s'applique).



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

Volume d'air déplacé en $z + \delta z$, V_d :

$$V_d \approx V \left(1 - \frac{\gamma dp}{p dz} \delta z \right) \quad (\text{on applique } pV^\gamma = \text{cte})$$

Masse d'air déplacé: $m_d = \rho(z + \delta z)V_d$

$$m_d \approx V \left(\rho(z) + \frac{d\rho}{dz} \delta z - \frac{\rho \gamma dp}{p dz} \delta z \right)$$

Poussée d'Archimède:

$$F = g(m_d - m)$$

Accélération verticale:

$$\frac{dw}{dt} = \frac{d^2 \delta z}{dt^2} = \frac{F}{m} = g \left(\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} - \frac{\gamma dp}{p dz} \right) \delta z$$

En utilisant, $\frac{p}{\rho} = RT$ et $\theta = T \left(\frac{p}{p_r} \right)^{\gamma-1}$ on obtient:

$$\frac{d^2}{dt^2} \delta z + \frac{g d\theta}{\theta dz} \delta z = 0$$

On appelle fréquence de Brunt Vaisala:

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

VI.2) Le modèle simple basé sur l'interaction d'ondes avec l'écoulement moyen

Modèle adapté de Plumb (JAS 1977)

Equations pour le vent zonal moyen:

Système d'équations anélastiques, séparation ondes écoulement moyen:

$$\bar{u} = \bar{u}(z, t) + u'(x, z, t)$$

Evolution du vent moyen:

$$\rho_0(z) \frac{\partial}{\partial t} \bar{u}(z, t) = - \sum_{j=1}^M \frac{\partial}{\partial z} \tau_j + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial}{\partial z} \bar{u}(z, t)$$

M: Nombre d'ondes de gravité prises en compte

Stress dû à l'onde de gravité 'j': $\tau_j = \Re(\rho_0 \hat{w}_j \hat{u}_j^*)$

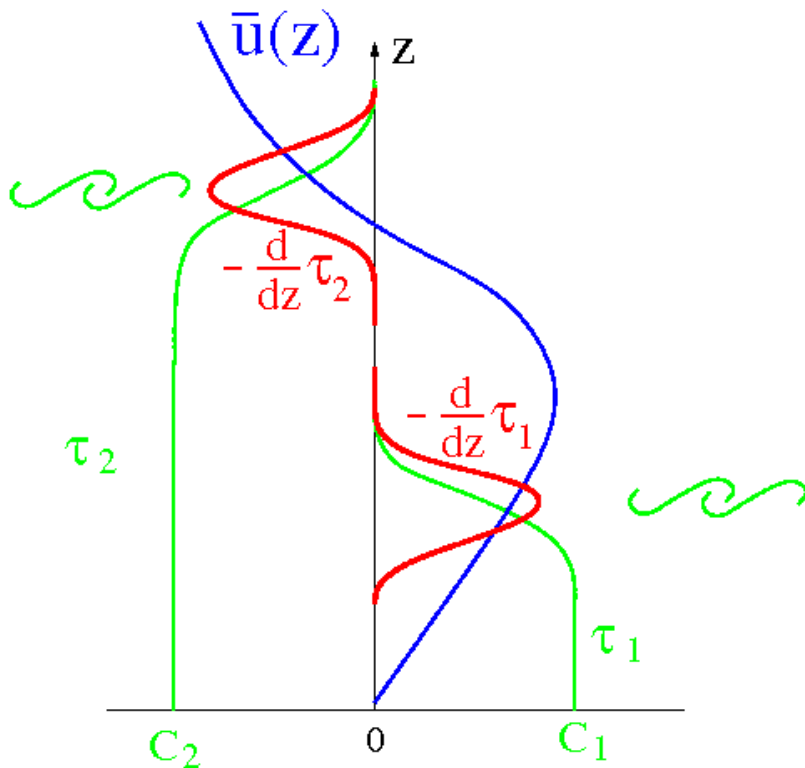
avec: $u'_j = \Re(\hat{u}_j(z) e^{i(\omega_j t - k_j x)})$, $k_j > 0$ par convention. (Ondes monochromatiques stationnaires).

Théorème de Eliassen et Palm:

$$\tau_i = cte$$

Sans déferlement, sans dissipation et pour une onde linéaire.

De plus, $\text{sign}(\tau_i) = \text{sign}(c_j) = \frac{\omega_j}{k_j}$: les ondes se propageant vers l'Est ($c_j > 0$) accélèrent l'écoulement lorsqu'elles déferlent; les ondes se propageant vers l'Ouest ($c_j < 0$) freinent l'écoulement lorsqu'elles déferlent.

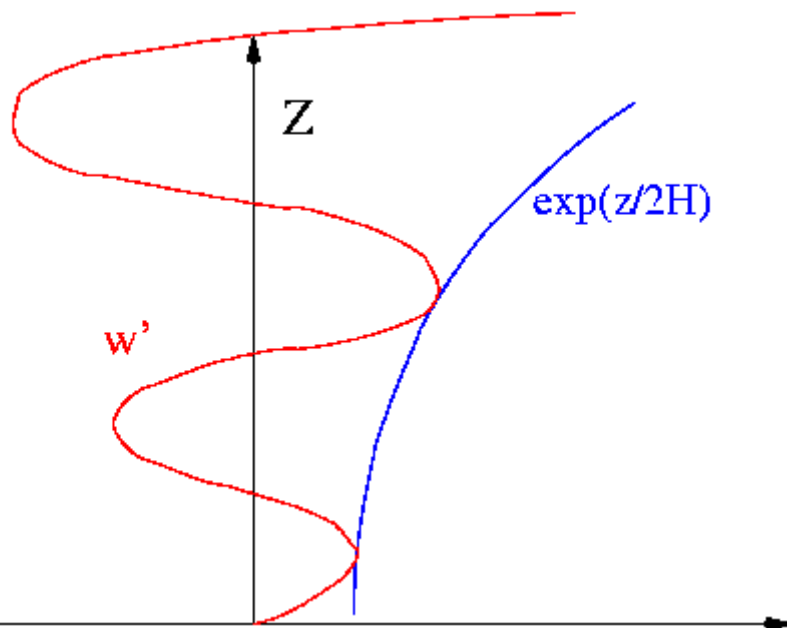


VI.2) Le modèle simple basé sur l'interaction d'ondes avec l'écoulement moyen

Modèle adapté de Plumb (JAS 1977)

Structure verticale d'une onde de gravité monochromatique:

Exemple de la vitesse verticale induite par une onde monochromatique lorsque $\bar{u}=0$, $N^2 \neq 0$, et $w \neq 0$



Evaluer τ à partir de la fonction $\hat{\varphi} = \rho_0(z)^{-1/2} \hat{\psi}$ où $\hat{\psi}$ est la fonction de courant:

$$\hat{u} = \frac{1}{\rho_0(z)} \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial z} \quad \hat{w} = \frac{ik}{\rho_0(z)} \hat{\psi}$$

Equation pour la structure verticale de $\hat{\varphi}(z)$:

$$\hat{\varphi}_{zz} + \underbrace{\left(\frac{k^2 N^2}{\Omega^2} - k^2 + \frac{k \bar{u}_{zz}}{\Omega_j} - \frac{k \bar{u}_z \rho_{0z}}{\Omega \rho_0} + \frac{\rho_{0zz}}{2\rho_0} - \frac{3\rho_{0z}^2}{4\rho^2} \right)}_{S(z) - m^2(z): \text{nombre d'onde vertical local}} \hat{\varphi} = 0$$

$\Omega(z) = \omega - k\bar{u}(z)$ est la fréquence Doppler (relative) de l'onde dans le référentiel se déplaçant à la vitesse \bar{u}

Solution WKB (lentement variable):

$$\hat{\varphi}(z) = \hat{\varphi}_\tau \left(\frac{m_\tau}{m(z)} \right)^{1/2} \exp \left(-i \int_0^z m(z') dz' \right)$$

où: $m(z) = -\text{sign}(\Omega(z)) \sqrt{S(z)}$, le signe choisi pour m assurant que la vitesse de groupe verticale est orientée vers le haut: $C_{gz} = \partial_m \Omega > 0$.

Remarque: m_τ et $m(z)$ ont le même signe. Lorsque m change de signe, Ω s'annule et $S(z) \rightarrow \infty$ l'onde déferle forcément. Il s'agit d'un niveau critique au delà duquel $\hat{\varphi}(z) = 0 = \tau$

VI.2) Le modèle simple basé sur l'interaction d'ondes avec l'écoulement moyen

Modèle adapté de Plumb (JAS 1977)

Déferlement et décroissance du stress associé:

Détection du déferlement (d'un niveau vertical du modèle, $z - dz$, à celui immédiatement au dessus, z)

- 1 On lie $\tau(z - dz)$ et l'anomalie de température potentielle $\hat{\theta}(z)$

$$\tau(z - dz) = \tau(z) = -\frac{\rho(z)m(z)\Omega^2(z)}{k\theta_{0z}^2(z)} \|\hat{\theta}(z)\|^2$$

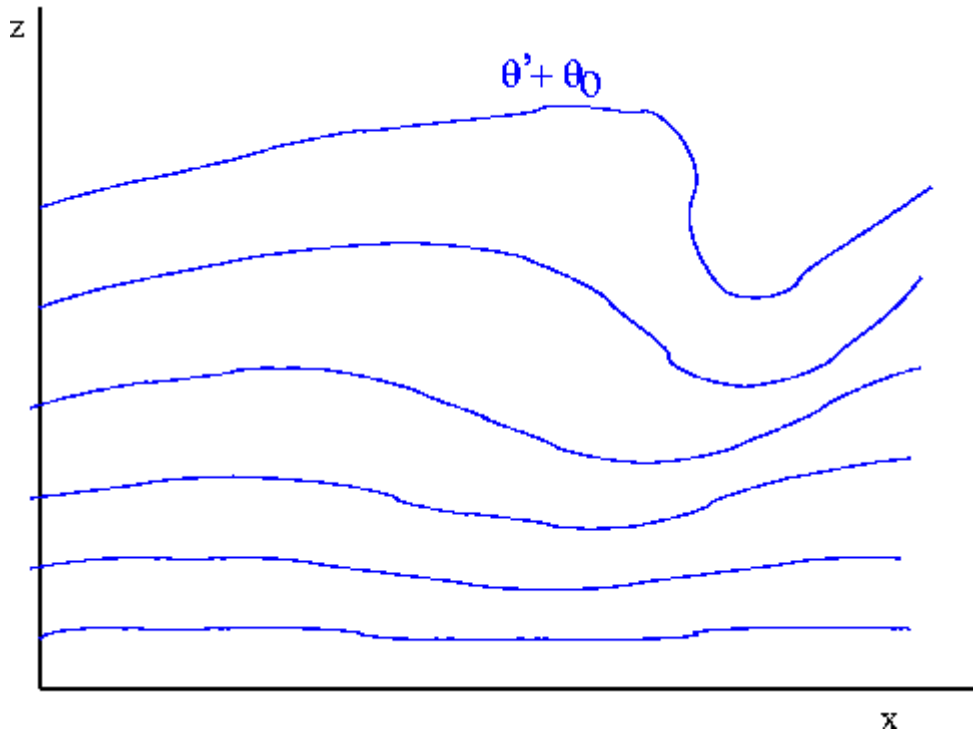
- 2 Déferlement si:

$$\underline{\text{Min}}_{0 < x < L} \theta'_z(z) < -\theta_{0z}(z)$$

$$\text{soit: } \|m(z)\hat{\theta}(z)\| > \theta_{0z}(z)$$

- 3 Si il y a déferlement, il faut diminuer $\tau(z)$ jusqu'à:

$$\tau_c(z) = -\frac{\rho_0(z)\Omega^2(z)}{k m(z)}$$



VI.2) Le modèle simple basé sur l'interaction d'ondes avec l'écoulement moyen

Principe du modèle

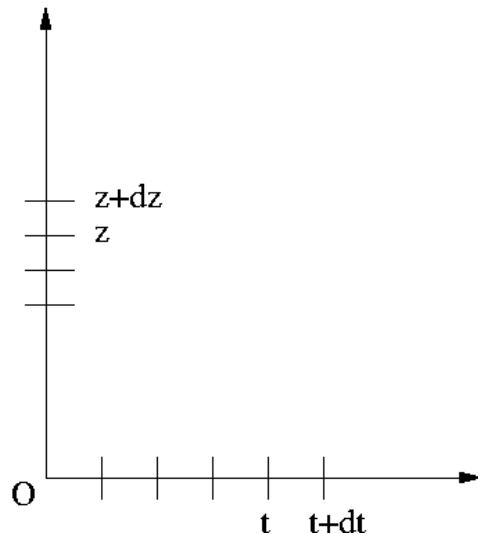
L'équation du vent moyen est intégrée par différences finies en t et en z .

On considère seulement 2 ondes de gravité:

$$\rho_0(z) \frac{\partial}{\partial t} \bar{u}(z, t) = - \sum_{j=1}^2 \frac{\partial}{\partial z} \tau_j + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial}{\partial z} \bar{u}(z, t)$$

Evolution de $\bar{u}(z, t)$:

- 1 Schéma Leapfrog centré avec filtre de Asselin pour l'effet des ondes (τ)
- 2 Méthode implicite pour la diffusion verticale (ν)
- 3 Condition à la limite: $\bar{u}(0, t) = 0$



Evaluation de $\tau_i(z)$:

- 1 On impose $\tau_i(0)$, c'est à dire l'amplitude des ondes de gravité se propageant à travers la moyenne atmosphère
- 2 Passage de $z - dz$ à z :
 - i On applique le théorème de Eliassen et Palm: $\tau_i(z) = \tau_i(z - dz)$
 - ii On teste le déferlement:

$$\text{si } \|\tau_i(z)\| < \|\tau_{ci}(z)\|, \quad \tau_i(z) = \tau_i(z - dz)$$

Pas d'action des ondes entre $z - dz$ et z

$$\text{si } \|\tau_i(z)\| > \|\tau_{ci}(z)\|, \quad \tau_i(z) = \tau_{ci}(z)$$

Les ondes affectent U entre $z - dz$ et z

VI.2) Le modèle simple basé sur l'interaction d'ondes avec l'écoulement moyen

Interprétation:

Résultat du modèle, vent zonal en fonction de l'altitude et du temps

