SCA 5622

Météorologie synoptique et laboratoire de météo

Équation quasi-géostrophique des hauteurs du géopotentiel

Le mercredi 12 mars 2014

UQÀM

Résumé : Suppositions quasi-géostrophiques

1. On définit l'approximation du plan-β aux latitudes moyennes :

$$f(y) = f_0 + \beta y \tag{1}$$

où le paramètre $\beta = \dfrac{2\Omega \cos\phi_0}{a} = 1.6 \times 10^{-11}\ \mathrm{m}^{-1}\mathrm{s}^{-1}$ (à 45° nord).

2. Il est raisonnable d'utiliser une valeur constante du paramètre de Coriolis pour calculer le vent géostrophique car $|f_0| > |\beta y|$. On peut écrire le vent géostrophique par rapport à une latitude de référence ϕ_0 : $\vec{v}_g = \dfrac{1}{f_0}\hat{k} \times \nabla\Phi$.

3. Par définition $\vec{v} = \vec{v}_g + \vec{v}_a$ et généralement (1) $|\vec{v}_g| >> |\vec{v}_a|$ et $|u\dfrac{\partial u}{\partial x}| > |\omega\dfrac{\partial u}{\partial p}|$, il est possible d'approximer le taux de changement du vent réel suivant une parcelle d'air comme le taux de changement du vent géostrophique :

$$\frac{d\vec{v}}{dt} \simeq \frac{d_g\vec{v}_g}{dt} = \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial t} + u_g\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial x} + v_g\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial y} \tag{2}$$

Dérivation de QG-χ

L'équation QG-thermodynamique

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right) = -\vec{v_g} \cdot \nabla\left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right) + \sigma\omega + \frac{R}{pc_p}\dot{q} \tag{3}$$

où $\sigma = \sigma_p \frac{R}{p}$

L'équation du QG-tourbillon

$$\frac{\partial_g}{\partial t}\left(\frac{1}{f_0}\nabla^2\Phi\right) = -\vec{v_g} \cdot \nabla\left(\frac{1}{f_0}\nabla^2\Phi + f\right) + f_0\frac{\partial \omega}{\partial p} + \hat{k} \cdot \nabla \times \vec{F_f} \tag{4}$$

1. On fait (3) $\times \dfrac{f_0^2}{\sigma}\dfrac{\partial}{\partial p}$:

$$-\frac{\partial}{\partial p}\frac{f_0^2}{\sigma}\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial t}\right) = \frac{\partial}{\partial p}\frac{f_0^2}{\sigma}\left[-\vec{v_g}\cdot\nabla\left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right)\right] + \frac{\partial}{\partial p}f_0^2\omega + \frac{\partial Q}{\partial p} \quad (5)$$

où $Q = \dfrac{f_0^2}{\sigma}\dfrac{\dot{q}}{c_p}\dfrac{\alpha}{T}$

2. On fait (4) $\times f_0$:

$$\nabla^2\left(\frac{\partial \Phi}{\partial t}\right) = -f_0\vec{v_g}\cdot\nabla\left(\frac{1}{f_0}\nabla^2\Phi + f\right) + f_0^2\frac{\partial \omega}{\partial p} + f_0\hat{k}\cdot\nabla\times\vec{F_f} \quad (6)$$

3. On définit la tendance du géopotentiel comme suit : $\chi = \dfrac{\partial \Phi}{\partial t}$ et on fait Éq (5) $-$ (6).
4. L'équation quasi-géostrophique des tendances géopotentielles :

$$\underbrace{\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma}\frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\chi}_{1} = -\underbrace{\frac{\partial}{\partial p}\frac{f_0^2}{\sigma}\left[-\vec{v_g}\cdot\nabla\left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right)\right]}_{2} - \underbrace{f_0\vec{v_g}\cdot\nabla\left(\frac{1}{f_0}\nabla^2\Phi + f\right)}_{3}$$
$$-\underbrace{\frac{\partial Q}{\partial p}}_{4} + \underbrace{f_0\hat{k}\cdot\nabla\times\vec{F_f}}_{5} \quad (7)$$

Dans des conditions atmosphériques adiabatique et sans frottement, les équations sont réduites à :

$$\underbrace{\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma}\frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\chi}_{1} = \underbrace{-\frac{\partial}{\partial p}\frac{f_0^2}{\sigma}\left[-\vec{v_g}\cdot\nabla\left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right)\right]}_{2} \underbrace{- f_0\vec{v_g}\cdot\nabla\left(\frac{1}{f_0}\nabla^2\Phi + f\right)}_{3}$$

- Les termes diabatique (4) et de friction (5) sont importants dans la théorie QG mais sont très difficiles à quantifier. Nous allons les négliger pour faciliter l'interprétation des équations.
- L'équation QG-χ prédit un changement dans le temps de Φ.

QG-χ : Quel sera le changement des hauteurs du géopotentiel localement ?

$$\underbrace{\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma}\frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\chi}_{1} = \underbrace{-\frac{\partial}{\partial p}\frac{f_0^2}{\sigma}\left[-\vec{v_g}\cdot\nabla\left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right)\right]}_{2} \underbrace{- f_0\vec{v_g}\cdot\nabla\left(\frac{1}{f_0}\nabla^2\Phi + f\right)}_{3}$$

Terme 1 : Si on définit χ comme suit :

$$\chi(x, y, p, t) \sim \chi_0 \sin(kx)\cdot\cos(ly)\cdot\cos\left(\frac{\pi p}{p_0}\right),$$

où p_0 est la pression à la surface, $k = \dfrac{2\pi}{L_x}$ et $l = \dfrac{2\pi}{L_y}$.

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma}\frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\chi > 0 \Longrightarrow \chi < 0 \Longrightarrow \frac{\partial \Phi}{\partial t} < 0 : \downarrow \text{ des hauteurs géopotentielles.}$$

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma}\frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\chi < 0 \Longrightarrow \chi > 0 \Longrightarrow \frac{\partial \Phi}{\partial t} > 0 : \uparrow \text{ des hauteurs géopotentielles.}$$