

SCA 7043 - Météorologie synoptique

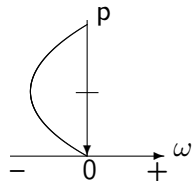
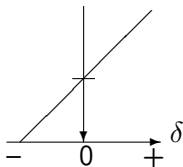
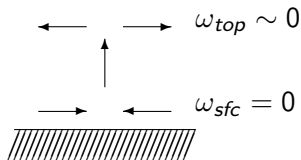
Révision générale du cours SCA7043

Le Mardi 06 décembre 2016
The logo of Université du Québec à Montréal (UQAM) is displayed in blue.

Equation de continuité - divergence et vitesse verticale

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\delta$$

En terrain plat :



Thermodynamique de l'Atmosphère

Équation

En utilisant l'équation de l'énergie, on démontre facilement :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \underbrace{\vec{v} \cdot \nabla_h T}_1 + \underbrace{\left(\frac{\alpha}{c_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) \omega}_2 + \underbrace{\frac{\dot{q}}{c_p}}_3$$

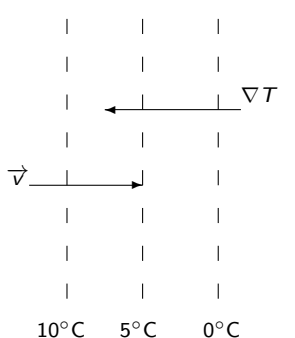
où

- ❶ Terme d'advection de température
- ❷ Terme adiabatique
- ❸ Terme diabatique

Comment relier ces équations aux outils météorologiques ?

Thermodynamique de l'Atmosphère

Rappel : Advection chaude de T



$$\begin{aligned}
 -\vec{V} \cdot \nabla_h T &= -|\vec{V}| |\nabla_h T| \cos \alpha \\
 &= -|\vec{V}| |\nabla_h T| \cos(180^\circ) \\
 &> 0 \\
 \Rightarrow \frac{\partial T}{\partial t} &> 0
 \end{aligned}$$

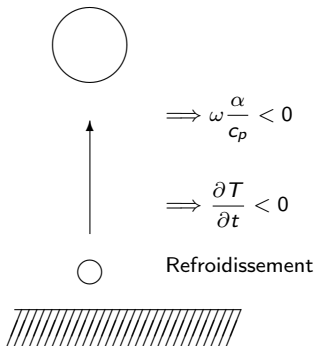
Remarque : L'advection de température $\Rightarrow$ vent horizontal.

Thermodynamique de l'Atmosphère

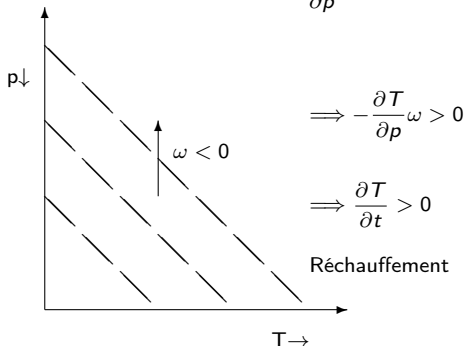
Rappel : Mouvement ascendant ω

$$\sigma_p = \left(\frac{\alpha}{c_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) > 0$$

A. Expansion adiabatique



B. Advection verticale de T $\rightarrow \frac{\partial T}{\partial p} > 0$



Équation du tourbillon sur l'échelle synoptique

Equation

q Ainsi, à l'échelle synoptique, l'équation du tourbillon :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + v \frac{\partial f}{\partial y} = -(\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

En terme du tourbillon absolu, $\eta = \zeta + f$, :

$$\frac{d\eta}{dt} = -\eta\delta$$

Interprétation :

- Point de vue Lagrangien : amplification des systèmes météo
- Point de vue Eulérien : propagation des systèmes météo

Équation du tourbillon sur l'échelle synoptique

Propagation et amplification des systèmes météo

- L'amplification des systèmes météo est reliée à $\frac{d\zeta}{dt} = -\eta\delta$
- La propagation des systèmes météo est reliée à $\frac{\partial\zeta}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla(\zeta + f)$

Équation du tourbillon sur l'échelle synoptique

Tourbillon potentiel

Suppositions :

- Homogène : $\rho = \text{constante}$ (incompressible). Donc, le terme de solénoïde est négligeable.
- Hydrostatique : u et v ne dépendent pas de z initialement et ne changent pas dans le temps. Donc, le terme de basculement de l'équation du tourbillon est négligeable.
- Frottement négligeable.

L'équation du tourbillon est ainsi réduite à :

$$\frac{d}{dt}(\zeta + f) = -(\zeta + f)\delta$$

Après manipulation, le tourbillon potentiel est

$$\frac{(\zeta + f)}{H} = \text{constante}$$

Équation du tourbillon sur l'échelle synoptique

Tourbillon potentiel

$z \uparrow$

Vent de l'ouest



(A)

(B)

(C)

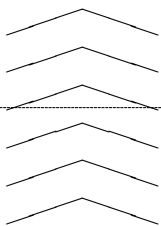
(D)

(E)

Est

$y \uparrow$

f_0

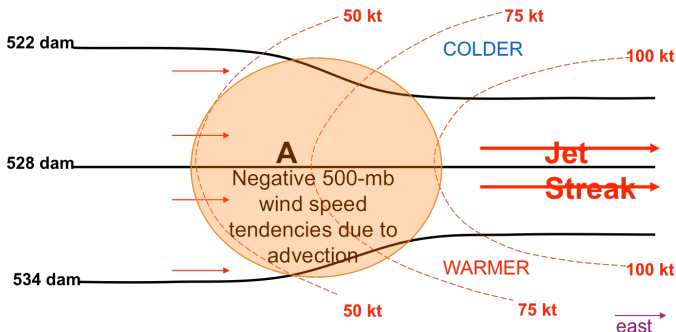


Est

La théorie QG : Motivations et Hypothèses

Circulation primaire

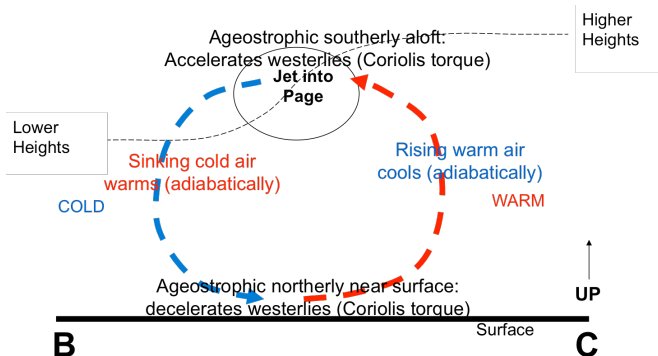
- ① Dans un cas stationnaire, la tendance c-ad l'advection de $\vec{V}_g$ au point A : $-\vec{V}_g \cdot \nabla \vec{V}_g \rightarrow -u_g \cdot \frac{\partial u_g}{\partial x}$



La théorie QG : Motivations et Hypothèses

Circulation secondaire

- 1 Circulation dans un plan $y - z$ qui diminue le gradient thermique
- 2 Ascendance entrée droite et sortie gauche du jet
- 3 La divergence d'altitude accélère le jet (augmente le cisaillement)



La théorie QG : Motivations et Hypothèses

Hypothèses

- 1 Nombre de Rossby très petit : $R_0 \ll 1$
- 2 Écoulement adiabatique et sans frottement, hydrostatique et stabilité statique
 $\sigma(x, y, z) = \sigma(z)$
- 3 On définit l'approximation du plan- β aux latitudes moyennes :

$$f(y) = f_0 + \beta y \quad (1)$$

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

- 4 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 : $\vec{v}_g = \frac{1}{f_0} \hat{k} \times \nabla \Phi$.
- 5 Par définition $\vec{v} = \vec{v}_g + \vec{v}_a$ et généralement (1) $|\vec{v}_g| \gg |\vec{v}_a|$ et $|u \frac{\partial u}{\partial x}| > |\omega \frac{\partial u}{\partial p}|$, 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 :

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

La théorie QG : l'équation χ

Comment prédire le $\frac{\partial \Phi}{\partial t}$ à un endroit géographique et à un niveau donné?

Etudions $\frac{\partial \Phi}{\partial t}$ sur 12 h au point A et B à 500 hPa :

$$\underbrace{\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right)}_1 \chi = - \underbrace{\frac{\partial}{\partial p} \frac{f_0^2}{\sigma} \left[-\vec{v}_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right]}_2 - \underbrace{f_0 \vec{v}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right)}_3$$

Pour ce faire,

- Terme 2 implique l'analyse de l'advection de température horizontale à travers la troposphère. En appliquant des suppositions, il est possible d'utiliser seulement $\rightarrow$ carte à 850 hPa
- Terme 3 implique l'advection du tourbillon absolue $\rightarrow$ carte à 500 hPa

La théorie QG : l'équation ω

Comment diagnostiquer ω à un endroit géographique et à un niveau donné ?

Analysons le point A, B et C avec les cartes appropriées :

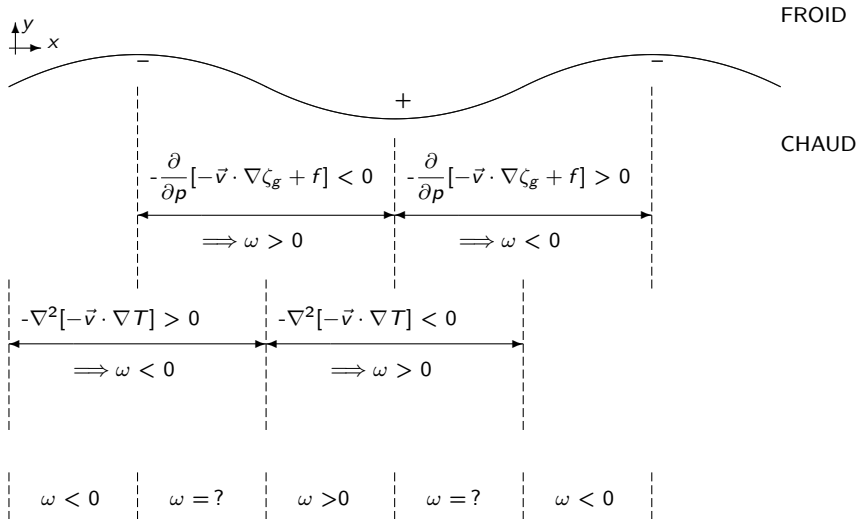
$$\underbrace{\left(\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} + \nabla^2 \right) \omega}_1 = - \underbrace{\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[-\vec{v}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) \right]}_2 - \underbrace{\frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[-\vec{v}_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right]}_3$$

Pour ce faire,

- Terme 2 implique l'analyse de l'advection du tourbillon absolu à travers la troposphère. En appliquant des suppositions acceptables, il est possible d'utiliser seulement → carte à 500 hPa
- Terme 3 implique l'advection de température horizontal → carte à 850 hPa

La théorie QG : le vecteur

Quel est le mouvement vertical de l'air à ces deux endroits ?



La théorie QG : le vecteur $\vec{Q}$

Vecteur $\vec{Q}$

En combinant l'équation QG de la quantité de mouvement et l'équation thermodynamique pour un écoulement sur un plan f_0 sans friction et adiabatique. On obtient

$$\left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (3)$$

où

$$\mathbf{Q} = (Q_1, Q_2) = -\frac{R}{p} \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial x} \cdot \nabla T \hat{i} - \frac{R}{p} \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial y} \cdot \nabla T \hat{j} \quad (4)$$

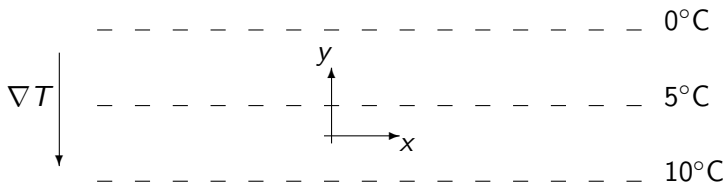
$$\nabla \cdot \mathbf{Q} > 0 \implies \omega < 0 \implies \omega > 0$$

$$\nabla \cdot \mathbf{Q} < 0 \implies \omega > 0 \implies \omega < 0$$

La théorie QG : le vecteur $\vec{Q}$

Vecteur $\vec{Q}$

Cette expression est difficile à appliquer. Il est alors avantageux de la dériver en coordonnées naturelles. En supposant que l'axe x est parallèle aux isothermes, on peut dire que $\nabla T = \frac{\partial T}{\partial y} \hat{j}$.



Donc,

$$Q = -\frac{R}{p} \left| \frac{\partial T}{\partial y} \right| \hat{k} \times \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial x} \quad (5)$$

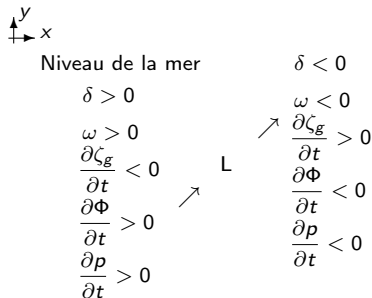
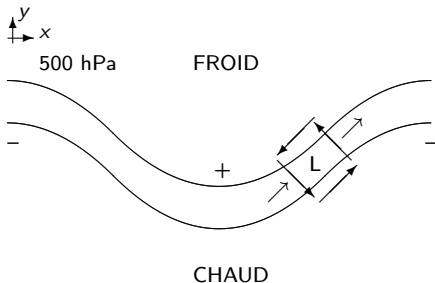
Propagation des systèmes météorologiques

Résumé

	Intensité	Propagation
Altitude (QG- χ)	$-\frac{\partial}{\partial p}[-\vec{v}_g \cdot \nabla T]$	$-\vec{v}_g \cdot \nabla(\zeta_g + f)$
Surface (QG- ω)	$-\frac{\partial}{\partial p}[-\vec{v}_g \cdot \nabla(\zeta_g + f)]$	$-\nabla^2[-\vec{v}_g \cdot \nabla T]$

Propagation des dépressions à la surface

Les dépressions se déplacent vers les régions de tendance de pression négative

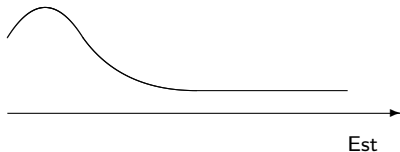


Les systèmes semblent suivre le mouvement des creux et crêtes en altitude

Propagation des systèmes météorologiques

Formation de L à la surface sans forçage géostrophique

$z \uparrow$



Supposons un forçage dynamique seulement causé par les montagnes (non-géostrophique) :

$$\Rightarrow \left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega_0 = 0$$

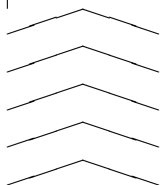
Mvt descendant $\Rightarrow \omega_0 > 0 \Rightarrow \nabla^2 \omega_0 < 0$

$$\Rightarrow -\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} < 0 \Rightarrow \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} > 0$$

D'après l'équation de continuité,

$$\Rightarrow -\frac{\partial \delta}{\partial p} > 0$$

$y \uparrow$



Est $\rightarrow$

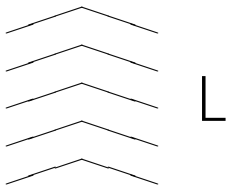
Vu que $\delta \downarrow$, $p \uparrow$, il y aura convergence à la surface.
 $\Rightarrow$ L à la surface

$\rightarrow$ **Quelle sera sa direction de propagation ?**

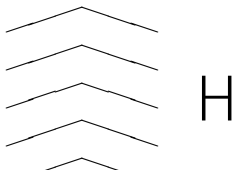
Propagation des systèmes météorologiques

Propagation des systèmes sur l'Amérique du Nord

Question 3 : Quelle est la direction de propagation d'une dépression formée au pied des montagnes ?



Question 4 : Quelle est la direction de propagation d'un anticyclone formé au pied des montagnes ?



Propagation des systèmes météorologiques

Développement d'une perturbation barocline (Ahrens, 2009)

Structure Verticale :

