

Teoria Quase-Geostrófica

<http://www.meteor.iastate.edu/classes/mt411/powerpoint/METR4424qgtheory.pdf>

Teoria Quase-Geostrófica (QG)

Teoria QG

- Visão Geral
- Aproximações e validade
- Equações QG
- Referências QG

Previsão QG

- Visão Geral
- Estimando a evolução do sistema
 - Equação da tendência do Geopotencial do QG
- Estimando o movimento vertical
 - Equação omega do QG

Teoria QG: Visão Geral

Necessidades da previsão:

- Previsão até 7 dias das variáveis: temperatura, umidade, precipitação e vento
- Estas informações dependem da evolução dos padrões dos sistemas sinóticos (por exemplo, sistemas de pressão à superfície, frentes e jatos)

Quatro métodos de previsão:

Modelos Conceituais: Baseados em uma grande quantidade de observações de eventos passados. Generalização de padrões sinóticos. Ex: Teoria da Frente Polar, Modelo norueguês dos ciclones

Aproximação cinemática: Análise das observações atuais dos campos de vento, temperatura e umidade. Assume-se que nuvens e precipitação ocorrerão onde há movimento ascendente e um fornecimento adequado de umidade. Ex.: Teoria QG

Modelos numéricos: Baseados na integração das equações primitivas. Necessitam uma rede densa de observações, parametrizações físicas acuradas e o usuário deve estar preparado para corrigir eventuais erros associados às condições iniciais ou às considerações do modelo.

Modelos estatísticos: utilizam observações ou saídas de modelos numéricos para estimar a probabilidade de ocorrência de certos eventos meteorológicos

Teoria QG: Visão Geral

A Teoria QG:

- Mostra como o **balanço hidrostático** e o **balanço geostrófico** restringem e simplificam os movimentos atmosféricos, mas de maneira realista
- Fornece uma estrutura simples com a qual se pode entender e diagnosticar a evolução tridimensional dos sistemas de tempo de escala sinótica
- Ajuda a compreender como os campos de massa (pela advecção horizontal de temperatura) e os campos de *momentum* (pela advecção horizontal de vorticidade) interagem para criar circulações verticais que resultam em padrões sinóticos realistas
- Oferece a interpretação física das forçantes do movimento vertical e dos padrões de nuvens/precipitação associados a ciclones de latitudes médias

Teoria QG: Aproximações e validade

O que já sabemos?

- As equações primitivas são bastante complicadas
- Sistemas sinóticos de latitudes médias apresentam ventos próximos ao geostrófico acima da camada limite
- Isso pode ser usado para simplificar as equações e ainda manter acurácia

Teoria QG: Aproximações e validade

Começemos com:

- Equações primitivas
- Balanço hidrostático (válido para movimentos de escala sinótica)

Teoria QG: Aproximações e validade

$$\frac{Du}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + fv$$

Zonal Momentum

$$\frac{Dv}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - fu$$

Meridional Momentum

$$g \frac{\partial z}{\partial p} = -\frac{RT}{p}$$

Hydrostatic Approximation

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

Mass Continuity

$$\frac{DT}{Dt} = \omega \frac{RT}{pc_p} + \frac{1}{c_p} \frac{DQ}{Dt}$$

Thermodynamic Energy

$$p = \rho RT$$

Equation of State

Teoria QG: Aproximações e validade

Separando as componentes ag e geostrófica do vento:

$$u = u_g + u_a$$

$$v = v_g + v_a$$

$(u_g, v_g) \rightarrow$ geostrófico \rightarrow Porção do vento real em balanço geostrófico

$(u_a, v_a) \rightarrow$ ageostrófico \rightarrow Porção do vento real que NÃO está em balanço geostrófico

- Equações do mov. horiz.:

$$\frac{Du}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + fv$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - fu$$

where

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p}$$

Teoria QG: Aproximações e validade

- Análise de escala: $\frac{Dv/Dt}{fu}$ $\frac{Du/Dt}{fv}$

- Movimentos sinóticos de latitude média:

$$\frac{Du/Dt}{fv} = \frac{(10\text{ms}^{-1})/10^5\text{s}}{(10^{-4}\text{s}^{-1})(10\text{ms}^{-1})} \sim 0.1$$

- Assim,

$$\frac{Du}{Dt} \ll fv \quad \rightarrow\rightarrow \quad 0 \approx -g \frac{\partial z}{\partial x} + fv \quad \rightarrow\rightarrow \quad v \approx \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x}$$

$$\frac{Dv}{Dt} \ll fu \quad \rightarrow\rightarrow \quad 0 \approx -g \frac{\partial z}{\partial y} - fu \quad \rightarrow\rightarrow \quad u \approx -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y}$$

Teoria QG: Aproximações e validade

- Balanço Geostrófico:

$$v_g \equiv \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x}$$

→→

$$u_g \gg u_a$$

→→

$$u \approx u_g$$

$$u_g \equiv -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y}$$

$$v_g \gg v_a$$

$$v \approx v_g$$

- Ou seja:

$$\frac{Du}{Dt} \approx \frac{D_g u_g}{Dt}$$

$$\frac{Dv}{Dt} \approx \frac{D_g v_g}{Dt}$$

where:

$$\frac{D_g}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u_g \frac{\partial}{\partial x} + v_g \frac{\partial}{\partial y}$$

Teoria QG: Aproximações e validade

- Inicialmente:

$$\frac{Du}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + fv \quad \frac{Dv}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - fu$$

where

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p}$$

- Assumindo que a **advecção horizontal** é feita somente pelo **vento geostrófico**:

$$\frac{D_g u_g}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + fv \quad \frac{D_g v_g}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - fu$$

$$\frac{D_g}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u_g \frac{\partial}{\partial x} + v_g \frac{\partial}{\partial y}$$

$$\frac{D_g u_g}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + f v$$

$$\frac{D_g v_g}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - f u$$

E o vento associado à Força de Coriolis?

- Se $[u, v] = [u_g, v_g] \rightarrow \rightarrow$ balanço geostrófico e:

$$\frac{D_g u_g}{Dt} = 0$$

$$\frac{D_g v_g}{Dt} = 0$$

- **NÃO QUEREMOS ISSO!!! → ALGUMAS ACELERAÇÕES SÃO NECESSÁRIAS PARA QUE O SISTEMA EVOLUA.**

$$\frac{D_g u_g}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + f v$$

$$\frac{D_g v_g}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - f u$$

$$\frac{D_g u_g}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + f (v_g + v_a)$$

$$\frac{D_g v_g}{Dt} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - f (u_g + u_a)$$

**ACELERAÇÕES DO VENTO
GEOSTRÓFICO RESULTAM DO FLUXO
AGEOSTRÓFICO ASSOCIADO À FORÇA
DE CORIOLIS**

Teoria QG: Aproximações e validade

Expandindo o parâmetro de Coriolis (f) em uma série de Taylor:

$$f = f_0 + \frac{\partial f}{\partial y} y \quad \rightarrow \rightarrow \quad f = f_0 + \beta y$$

Onde f_0 é o parâmetro de Coriolis a uma latitude de referência constante, e

$\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ é o gradiente meridional do parâmetro de Coriolis

Por análise de escala: $f_0 \gg \beta y$

E as equações podem ser re-escritas como:

$$v_g \equiv \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x} \quad \rightarrow \rightarrow$$

$$v_g \equiv \frac{g}{f_0} \frac{\partial z}{\partial x}$$

$$u_g \equiv -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} \quad \rightarrow \rightarrow$$

$$u_g \equiv -\frac{g}{f_0} \frac{\partial z}{\partial y}$$

Teoria QG: Equações de movimento

$$u = u_g + u_a$$

$$v = v_g + v_a$$

$$f = f_0 + \beta y$$

$$v_g \equiv \frac{g}{f_0} \frac{\partial z}{\partial x}$$

$$u_g \equiv -\frac{g}{f_0} \frac{\partial z}{\partial y}$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial u_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial u_g}{\partial y} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + (f_0 + \beta y)(v_g + v_a)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial v_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial v_g}{\partial y} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - (f_0 + \beta y)(u_g + u_a)$$

Simplificações da TQG com relação às equações primitivas, desconsiderando:

- Fricção
- Advecção horizontal de momentum pelo vento ageostrófico
- Advecção vertical de momentum
- Variações locais do vento ageostrófico
- Advecção de momentum ageostrófico pelo vento geostrófico

Teoria QG: Equação da Continuidade

- Start with primitive form of the mass continuity equation in isobaric coordinates:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

- Substitute in: $v = v_g + v_a$ and then using:

$$u = u_g + u_a$$

$$v_g \equiv \frac{g}{f_0} \frac{\partial z}{\partial x}$$

$$u_g \equiv -\frac{g}{f_0} \frac{\partial z}{\partial y}$$

- One can easily show that the **geostrophic flow is nondivergent**, or

$$\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} = 0$$

- Thus, the QG continuity is:

$$\frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

- **A velocidade vertical (ω) depende apenas da componente ageostrófica do fluxo**

Teoria QG: Equação da Termodinâmica

- Start with primitive form of the thermodynamic equation in isobaric coordinates:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial p} = \omega \frac{RT}{pc_p} + \frac{1}{c_p} \frac{DQ}{Dt}$$

- We can combine the two terms containing vertical motion (ω) such that,

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} = \omega \sigma \frac{p}{R} + \frac{1}{c_p} \frac{DQ}{Dt} \quad \text{where:} \quad \sigma = -\frac{RT}{p\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

- Next, we apply the primary QG approximation ($u \approx u_g$ and $v \approx v_g$),

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} = \omega \sigma \frac{p}{R} + \frac{1}{c_p} \frac{DQ}{Dt}$$

- Finally, we neglect the diabatic heating (Q) term [for now...we will return to this later]

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} = \omega \sigma \frac{p}{R}$$

Circulação e Vorticidade

- **Circulação:** Tendência que um grupo de parcelas tem de girar. Calcula-se a circulação de uma área da atmosfera
- **Vorticidade:** Tendência do cisalhamento do vento, num dado ponto, de induzir rotação. Calcula-se a vorticidade em um ponto da atmosfera
- **Vorticidade Planetária:**
 - vorticidade associada à rotação da Terra $f \equiv 2\Omega \sin \phi$

- **Vorticidade relativa:**
 - vorticidade associada ao cisalhamento do campo de vento tridimensional $\nabla \times \mathbf{V} \equiv \mathbf{i} \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \right) + \mathbf{j} \left(\frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \right) + \mathbf{k} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$
- Para escala sinótica, interessa apenas a componente vertical da vorticidade (a componente **k**)

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

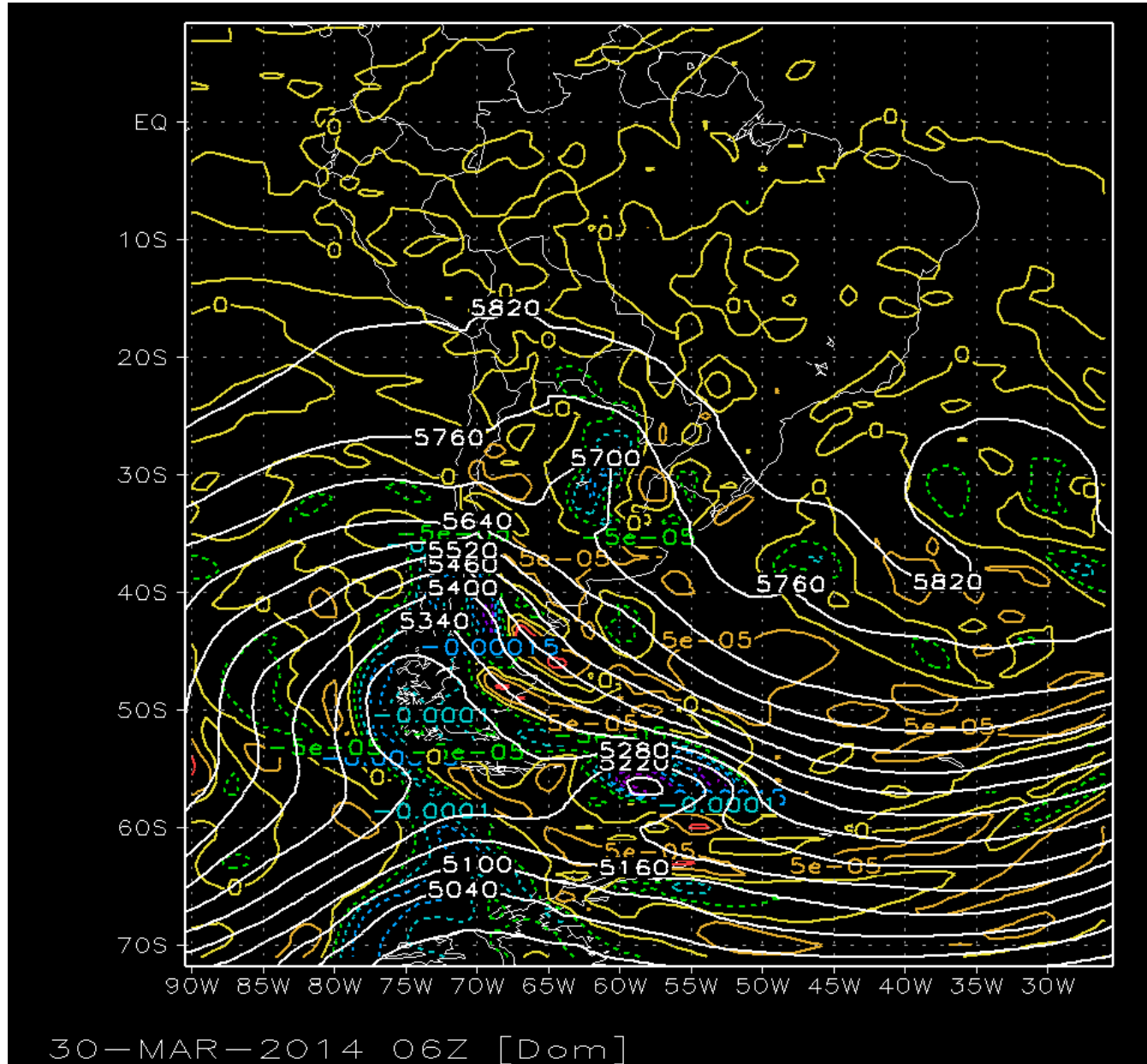
- **Vorticidade Absoluta:** Soma da vorticidade relativa com a planetária.

$$\eta \equiv \zeta + f$$

Vorticidade

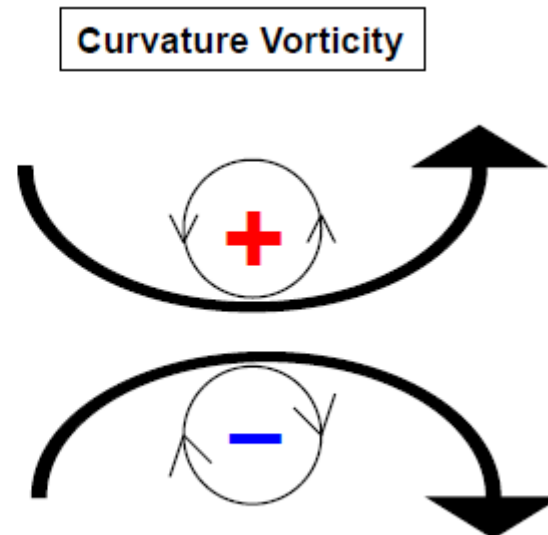
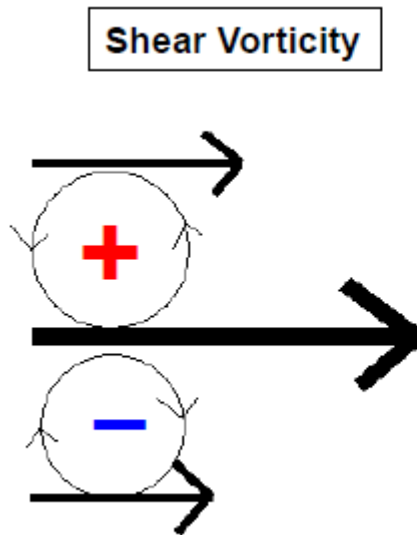
- **Vorticidade negativa: associada a circulações no sentido horário (ciclônicas no HS e anticiclônicas no HN)**
- **Vorticidade positiva: associada a circulações no sentido anti-horário (anticiclônicas no HS e ciclônicas no HN)**

Geop e Vorticidade em 500hPa



Vorticidade

- **Vorticidade devido ao cisalhamento:** associado a gradientes ao longo de uma linha de máxima velocidade de vento
- **Vorticidade devido à curvatura:** associada ao giro do fluxo ao longo de uma linha de corrente



Equação da Vorticidade

Describes the factors that alter the magnitude of the absolute vorticity with time

Derivation: Start with the horizontal momentum equations (in isobaric coordinates)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + fv \quad \text{Zonal Momentum}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - fu \quad \text{Meridional Momentum}$$

Take $\frac{\partial}{\partial x}$ of the meridional equation and subtract $\frac{\partial}{\partial y}$ of the zonal equation







After use of the product rule, some simplifications, and cancellations:

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

Equação da Vorticidade

What do the terms represent?

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

	Local rate of change of relative vorticity	$\sim 10^{-10}$
	Horizontal advection of relative vorticity	$\sim 10^{-10}$
	Vertical advection of relative vorticity	$\sim 10^{-11}$
	Meridional advection of planetary vorticity	$\sim 10^{-10}$
	Divergence Term	$\sim 10^{-9}$
	Tilting Terms (Termos de inclinação)	$\sim 10^{-11}$

What are the significant terms? → Scale analysis and neglect of “small” terms yields:

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

Equação da Vorticidade

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

Advecção Horizontal de Vorticidade Relativa

- A vorticidade relativa local diminui (aumenta) se há advecção de vorticidade negativa (positiva) para a região → Advecção Negativa de Vorticidade – NVA (Advecção Positiva de Vorticidade – PVA)
- NO HS: Adv. Neg. de Vort. geralmente leva a diminuição da pressão em superfície (intensificação das baixas de superfície)

Advecção Meridional de Vorticidade Planetária

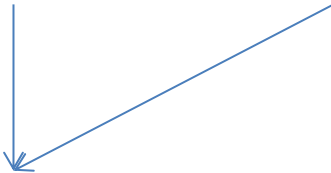
- A vorticidade relativa local diminui (aumenta) se o fluxo local é de sul (norte) pois o gradiente meridional do parâmetro de Coriolis sempre aponta para norte.

Termo de divergência

- A vorticidade relativa local diminui (aumenta) se há convergência (divergência) local.

Advecção de vorticidade

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \underbrace{-u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y}}_{\text{advection}} \underbrace{- v \frac{\partial f}{\partial y}}_{\text{baroclinicity}} \underbrace{- (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)}_{\text{divergence}}$$


$$-\mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) = -\mathbf{V}_g \cdot \nabla \zeta_g - \beta v_g$$

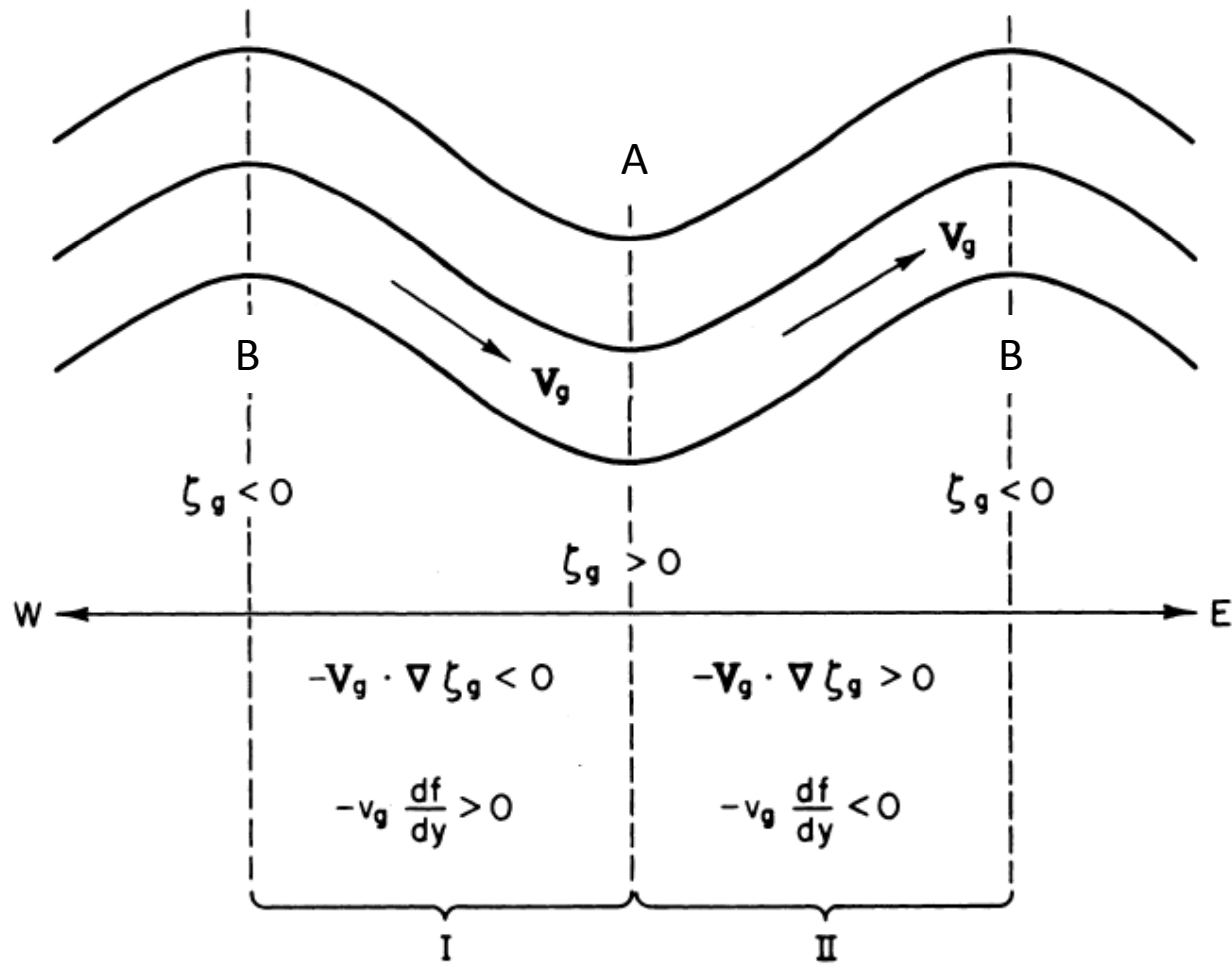
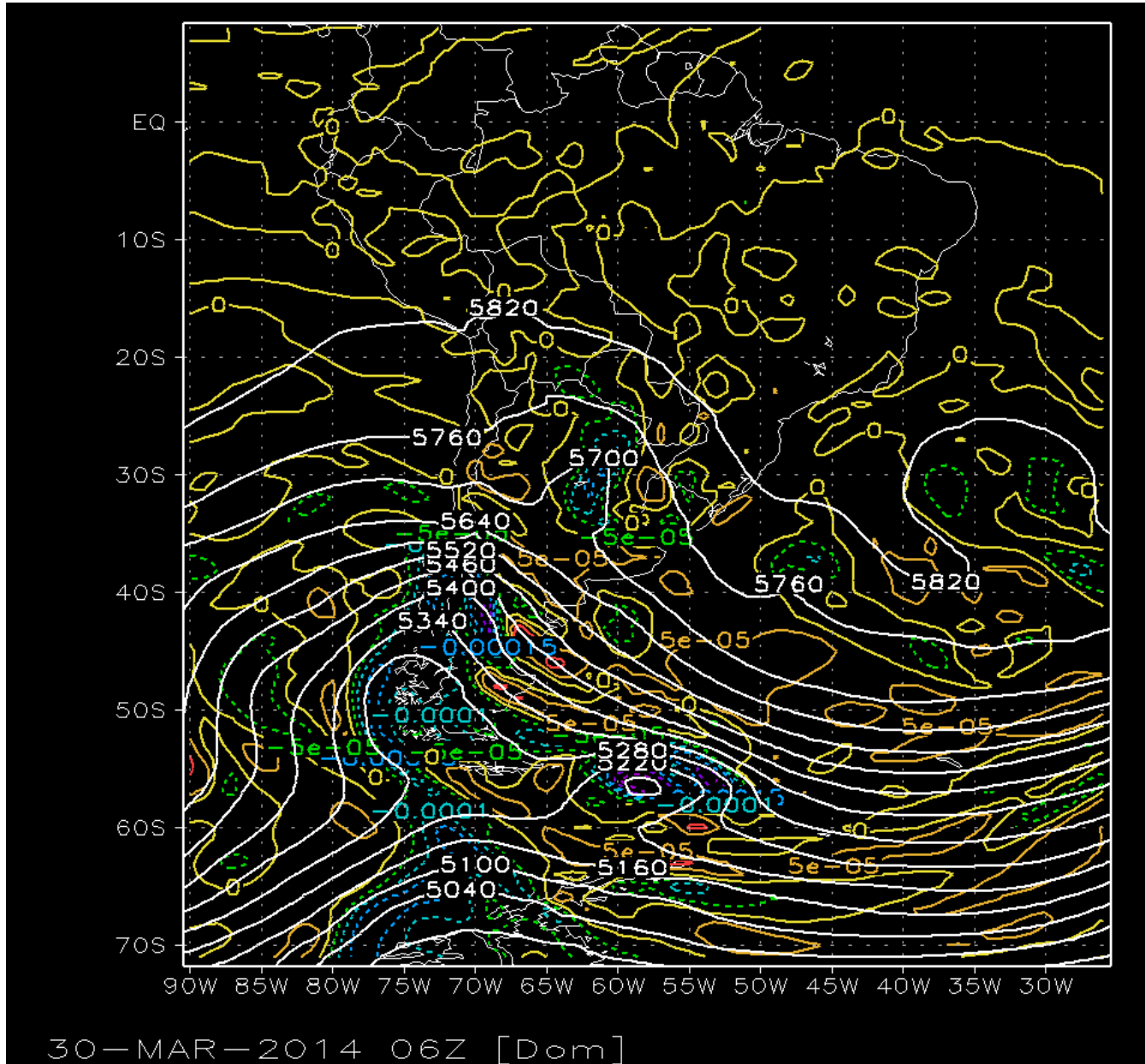
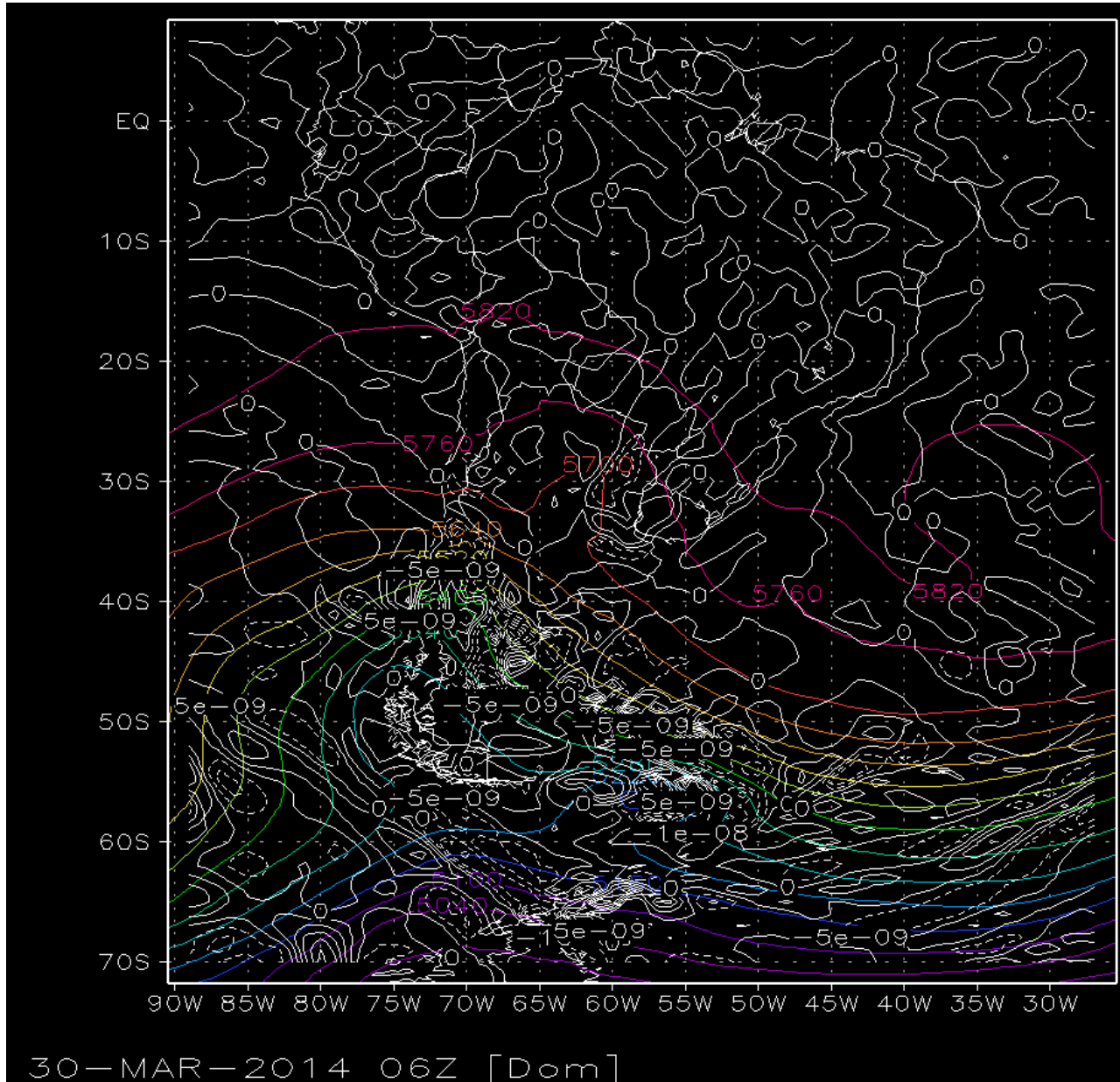


Fig. 6.7 Schematic 500-hPa geopotential field showing regions of positive and negative advctions of relative and planetary vorticity.

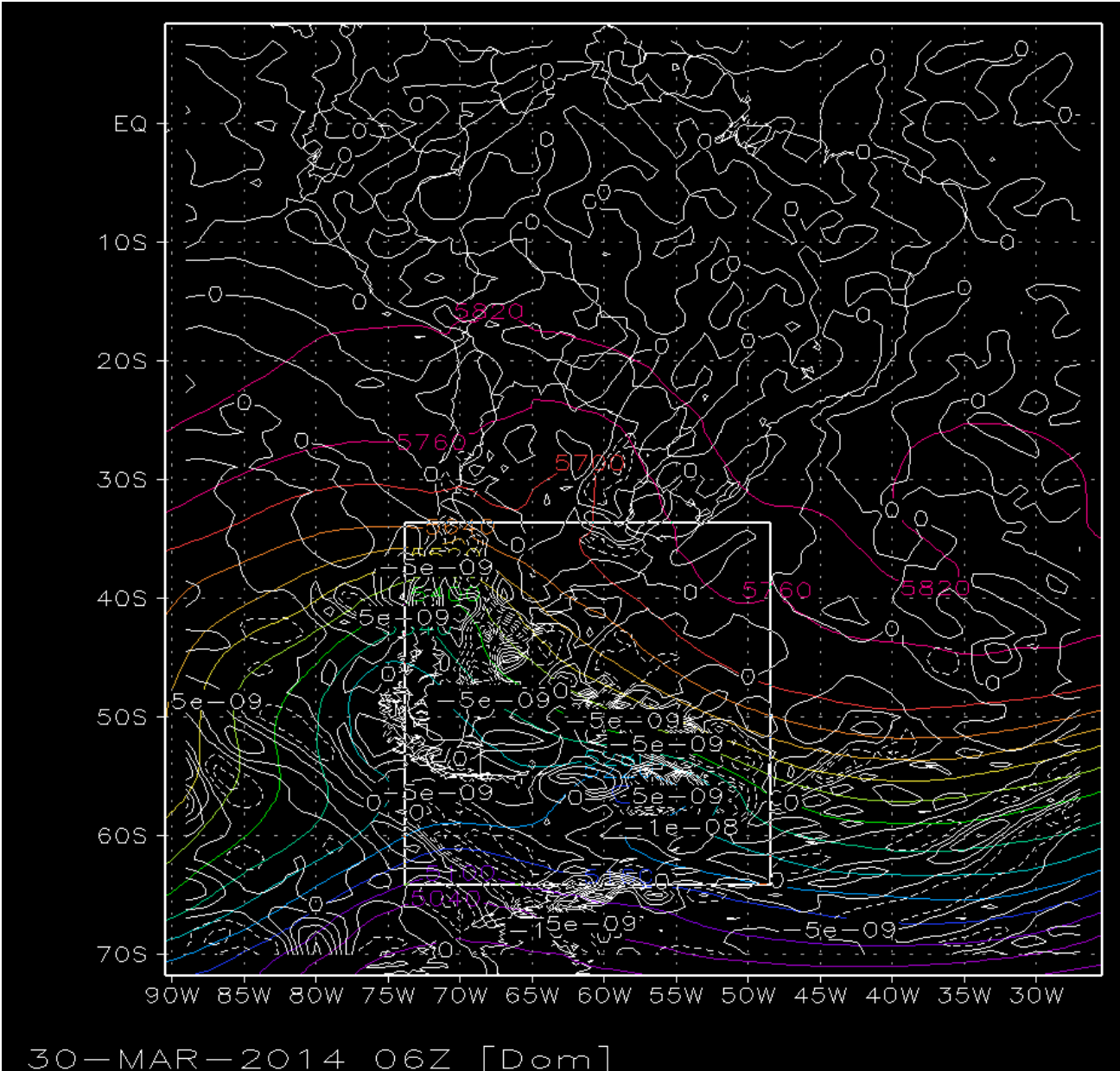
DIAG: Geop e Vorticidade em 500hPa



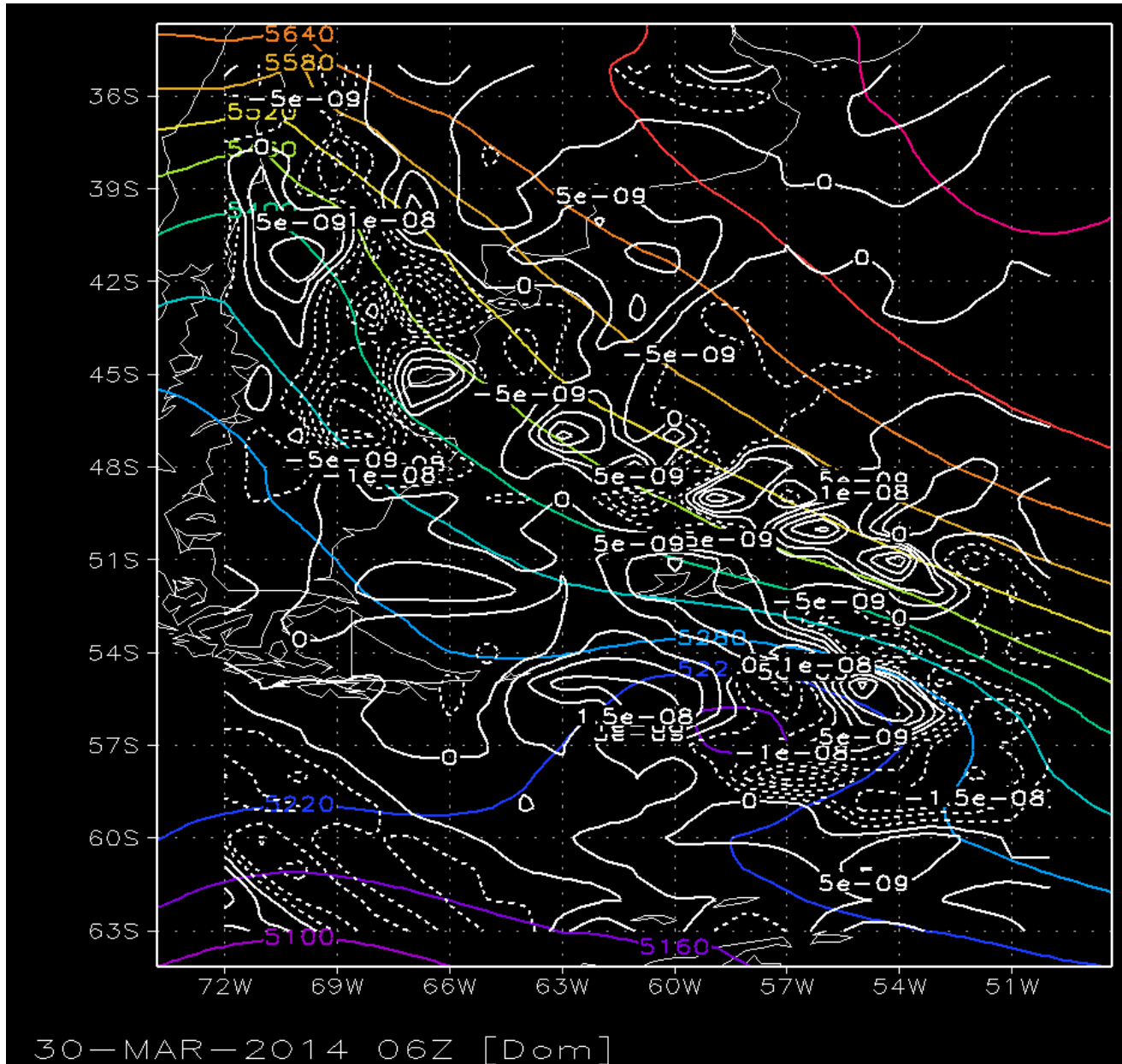
DIAG: Geop e Adv Vort em 500hPa



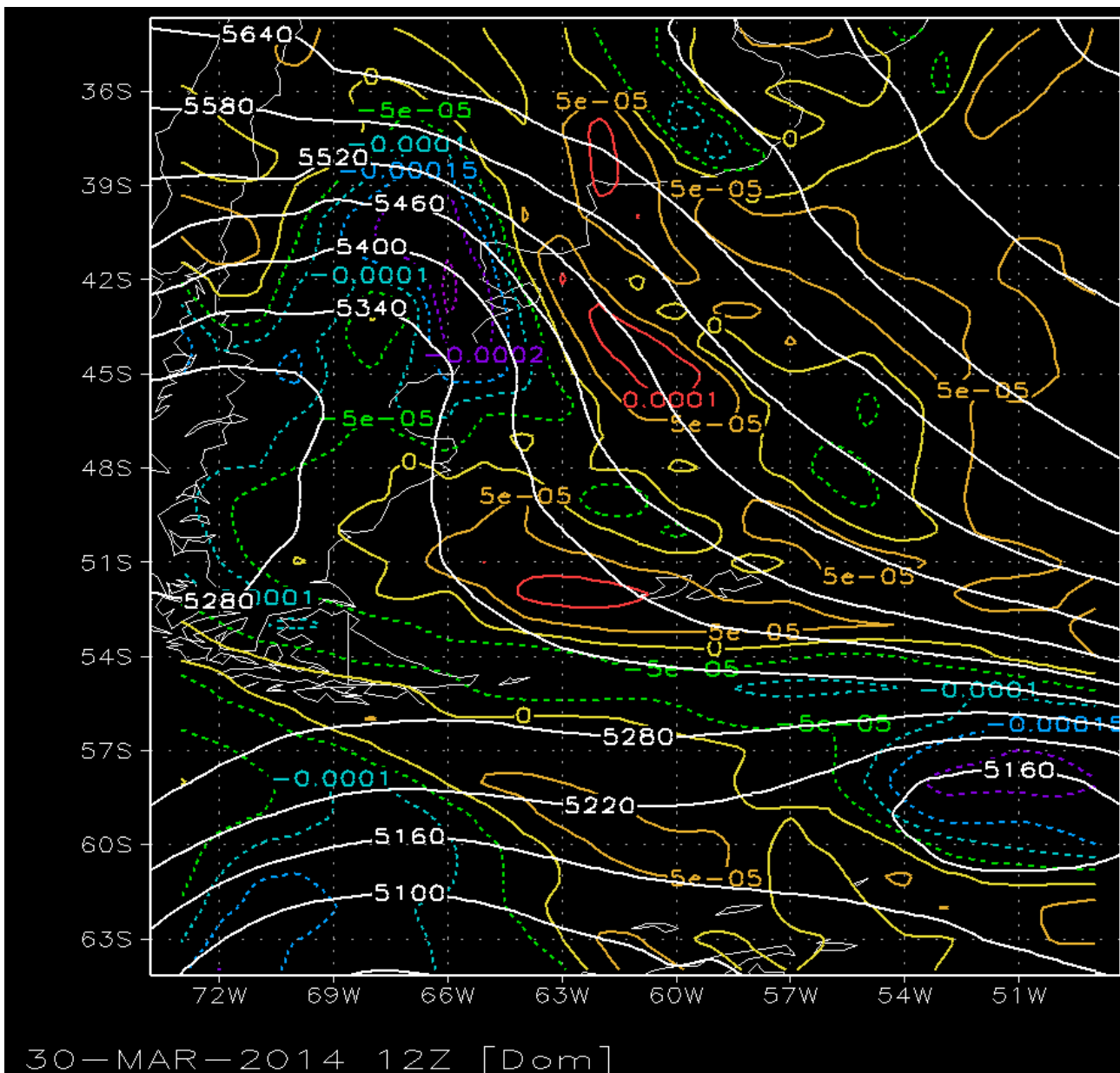
DIAG: Geop e Adv Vort em 500hPa



DIAG: Geop e Adv Vort em 500hPa



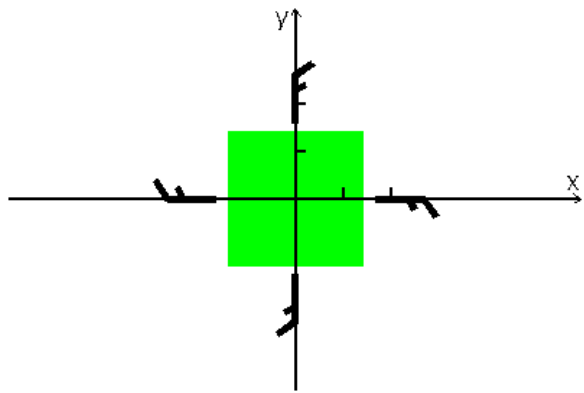
PREV: Geop e Vort em 500hPa



Termo da divergência

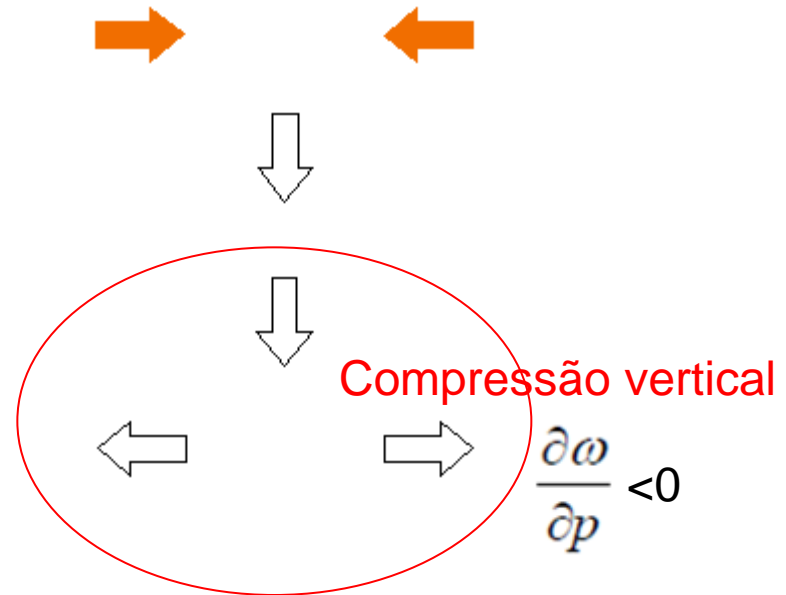
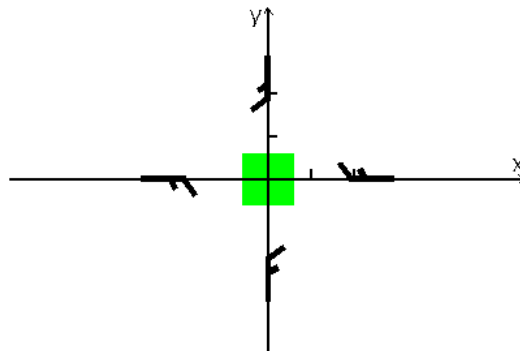
$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - v \frac{\partial f}{\partial y} - (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$\nabla \cdot \bar{v} = 0 \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad \frac{\partial \omega}{\partial p} = -\nabla_h \cdot \bar{v}$$

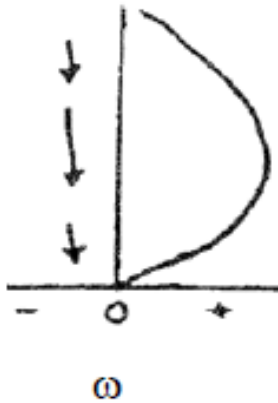


Altos níveis

superfície



Equação da continuidade



$$\frac{\partial \omega}{\partial p} > 0 \quad \nabla_p \vec{V} < 0 \quad \text{horizontal convergence}$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} < 0 \quad \nabla_p \vec{V} > 0 \quad \text{horizontal divergence}$$

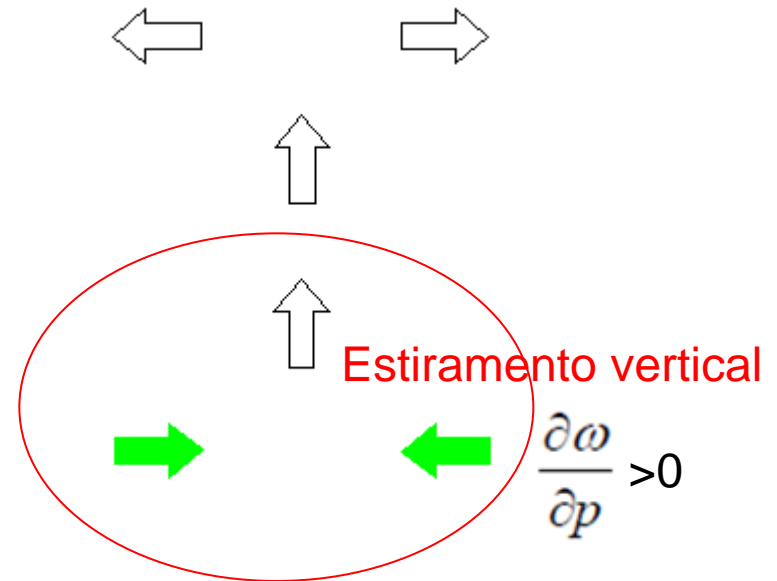
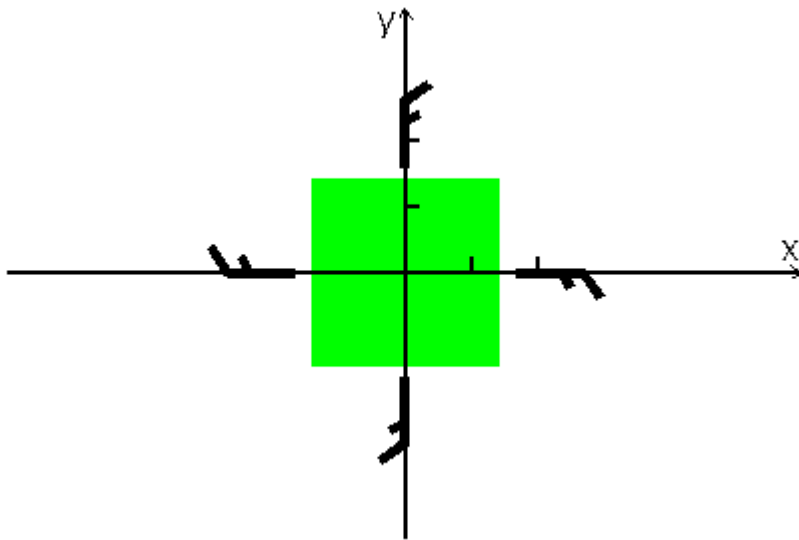
$$\text{and } \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} < 0 \quad \therefore \boxed{\omega > 0} \quad \text{sinking motion}$$

Convergência horizontal (em sup)

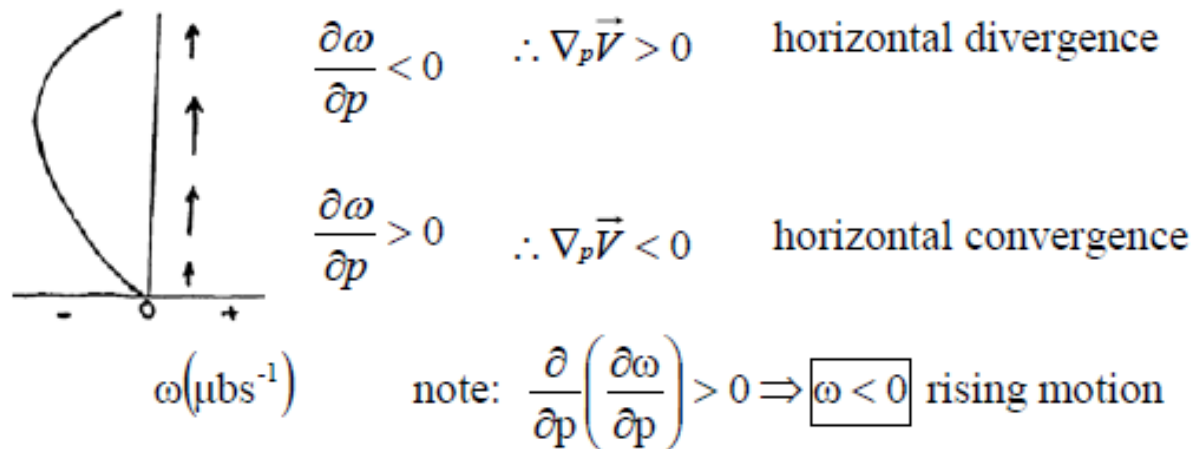
$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{v}} = 0$$

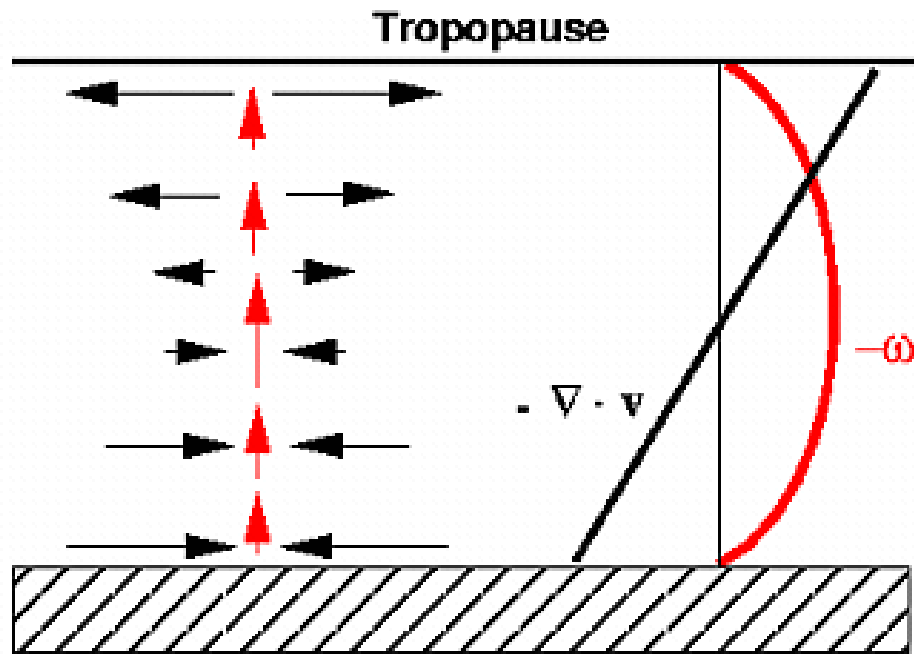
$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\nabla_h \cdot \bar{\mathbf{v}}$$



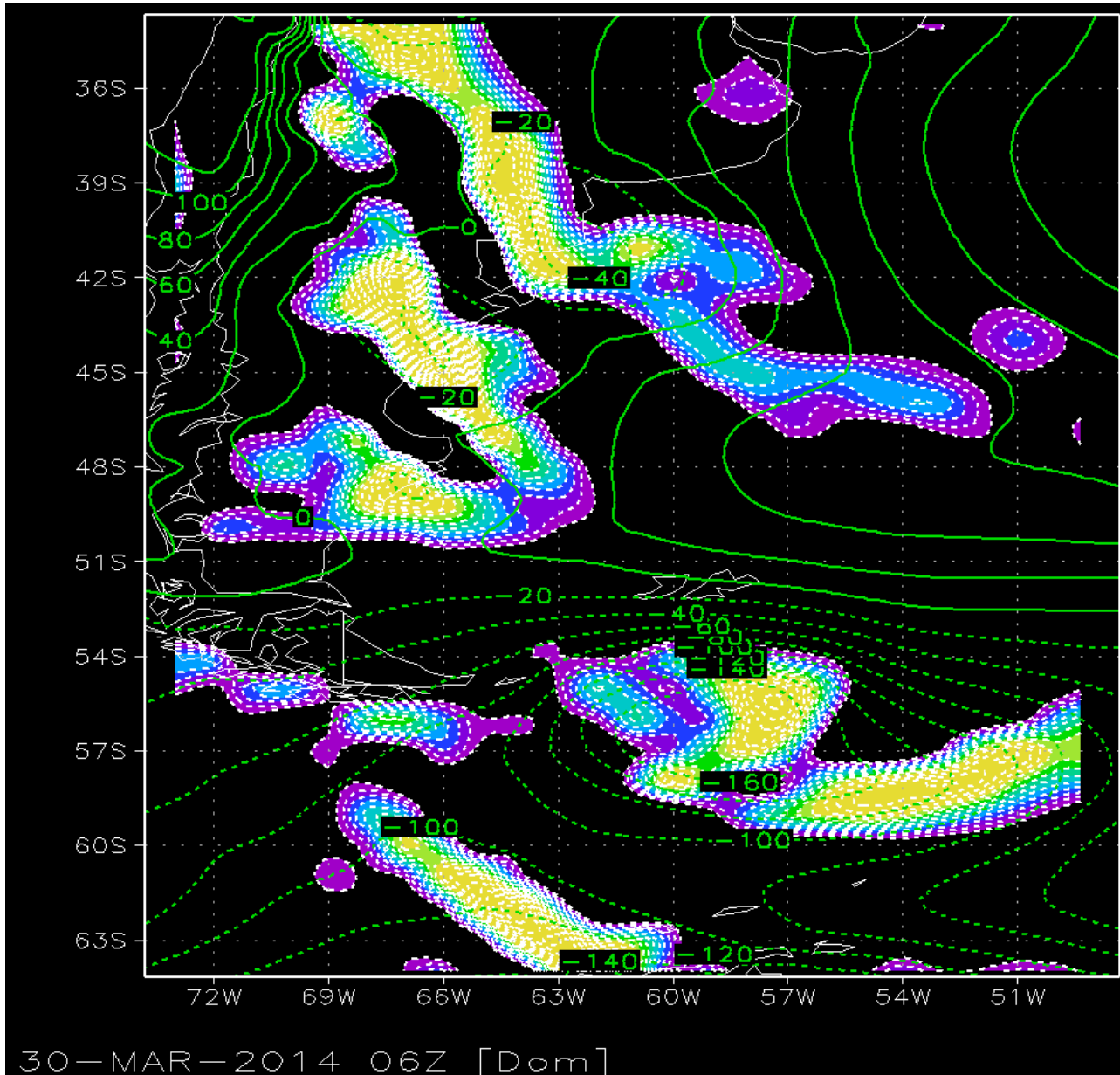
Equação da continuidade



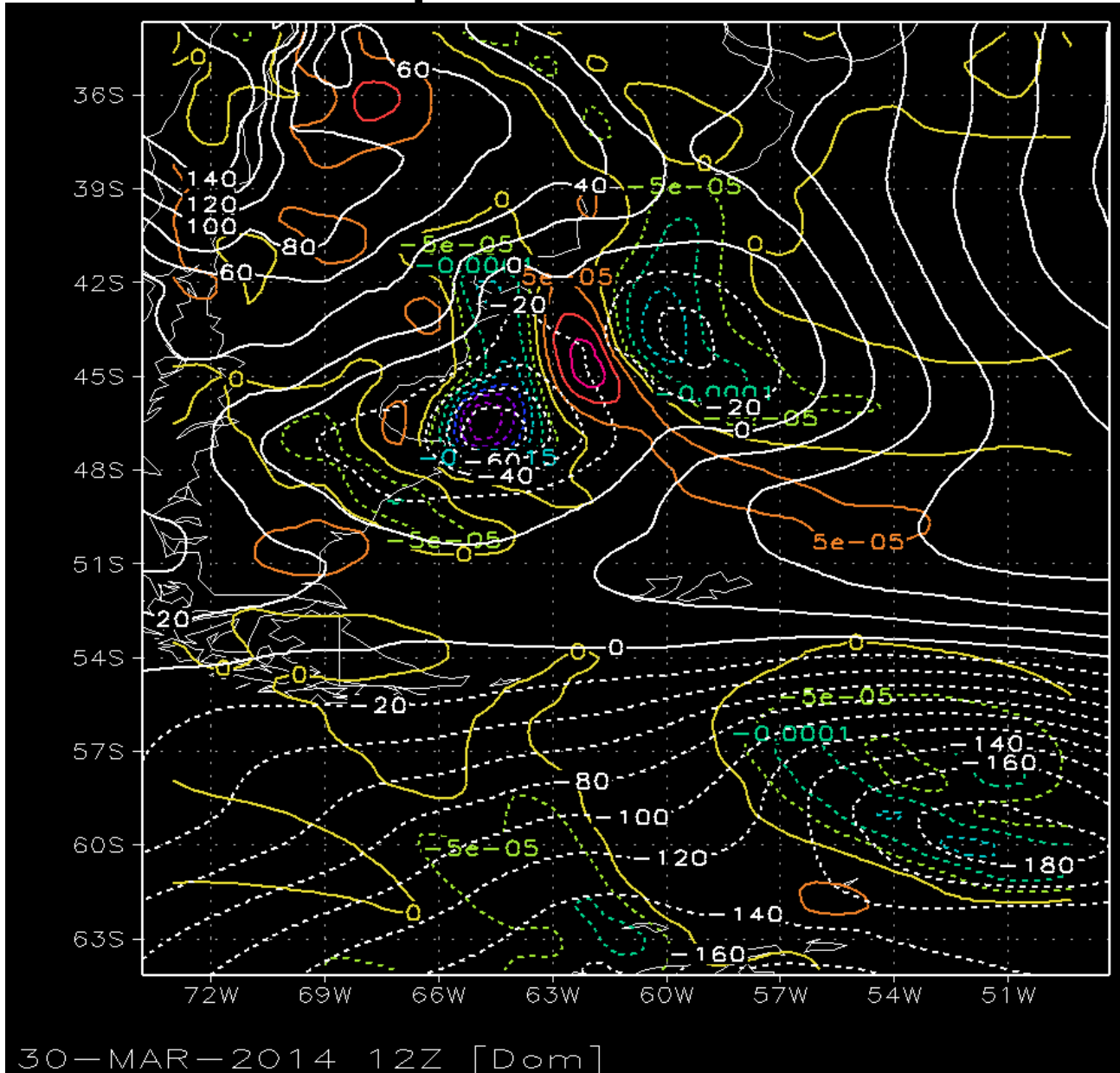


- A teoria quase-geostrófica relaciona os ventos divergentes e movimentos verticais a padrões nos campos de pressão e altura geopotencial.
- Certos padrões de altura geopotencial induzem os perfis de movimento vertical e divergência acima mostrados. Em geral, o movimento vertical é restrito na tropopausa, pela camada estável da estratosfera, e na superfície, pela superfície da Terra.

DIAG: Geop e Div 1000hPa



Prev: Geop e Vort 1000 hPa



Previsão

$$\underbrace{\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \chi}_{\text{Term A}} = \underbrace{f_0 \left[-\mathbf{v}_g \cdot \nabla_p (\xi_g + f) \right]}_{\text{Term B}} + \underbrace{-\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{R}{p} (-\mathbf{v}_g \cdot \nabla_p T) \right)}_{\text{Term C}}$$

Equação da tendência de geopotencial QG

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_o^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \chi = f_o \left[- \vec{V}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right] - \frac{f_o^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{R}{p} \left(- \vec{V}_g \cdot \nabla_p T \right) \right]$$

A
B
C

- A – Laplaciano da tendência local do geopotencial
- B – Termo de advecção horizontal de vorticidade absoluta pelo vento geostrofico
- C – Termo de advecção diferencial da temperatura pelo vento geostrofico

Termo da tend local geop

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_o^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \chi \quad \alpha \quad - \frac{\partial \phi}{\partial t}$$

$$\chi = \frac{\partial \phi}{\partial t}$$

- Lembrar que aplicar o operador Laplaciano implica em troca de sinal

Termo de advecção horizontal de vorticidade absoluta

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \chi = f_0 \left[-\vec{V}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right]$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \propto \left[-\vec{V}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right] = A_Q$$

- Advecção de vorticidade ciclônica ($A_Q < 0$) → queda do geopotencial
- Advecção de vort. anticiclônica ($A_Q > 0$) → elevação do geopotencial

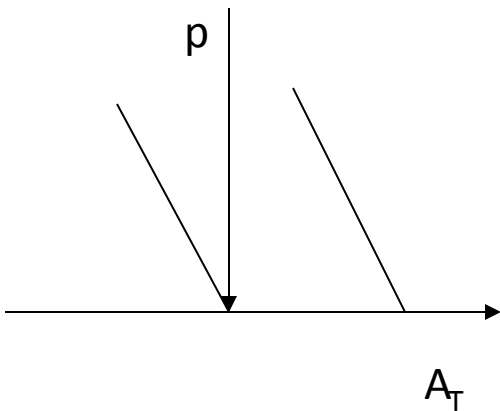
Termo da Adv. Vort. Abs.

- O termo de advecção de vorticidade absoluta geralmente é a principal forçante na alta troposfera.
- No HS, para ondas curtas, a leste do cavado, este termo é negativo (AVN) implicando em queda do geopotencial nesta região. Este “cavamento” é necessário para o desenvolvimento de vorticidade geostrófica negativa.
- É importante notar que o termo de advecção de vorticidade nos eixos dos cavados e cristas é igual a zero. Portanto, o termo da advecção de vorticidade não pode por si só promover a intensificação do distúrbio nos níveis onde está ocorrendo e sim atuar no sentido de propagar os distúrbios horizontalmente e de espalhá-los na vertical, por isso é conhecido como termo de deslocamento do sistema.

Termo Adv. Dif. Temperatura

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \chi = - \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{R}{p} \left(- \vec{V}_g \cdot \nabla_p T \right) \right]$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \propto \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{R}{p} \left(- \vec{V}_g \cdot \nabla_p T \right) \right] \propto \frac{\partial}{\partial p} A_T$$



$$\frac{\partial}{\partial p} A_T > 0$$

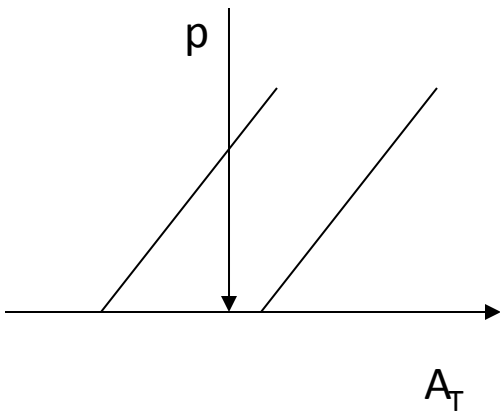
$$\frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$$

A_T diminuindo com altura: (AFria aumentando c/ alt ou AQuente diminuindo c/ alt)

Termo Adv. Dif. Temperatura

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \chi = - \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{R}{p} \left(- \vec{V}_g \cdot \nabla_p T \right) \right]$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \propto \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{R}{p} \left(- \vec{V}_g \cdot \nabla_p T \right) \right] \propto \frac{\partial}{\partial p} A_T$$



$$\frac{\partial}{\partial p} A_T < 0$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$$

A_T aumentando com altura: (AFria diminuindo c/ alt ou AQuente aumentando c/ alt)

Termo Adv. Dif. Temperatura

- Principal mecanismo de amplificação ou decaimento dos sistemas sinóticos de latitudes médias.
- Advecção de temperatura tende a ser mais efetivo na baixa troposfera.
- Para ondas baroclínicas em estágio de desenvolvimento, a advecção fria (quente) abaixo do eixo do cavado (crista) em 500 hPa (onde a advecção de vorticidade é zero) tende a aprofundá-lo (construí-la), pois reduz (aumenta) a espessura da coluna

Termo Adv. Dif. Temperatura

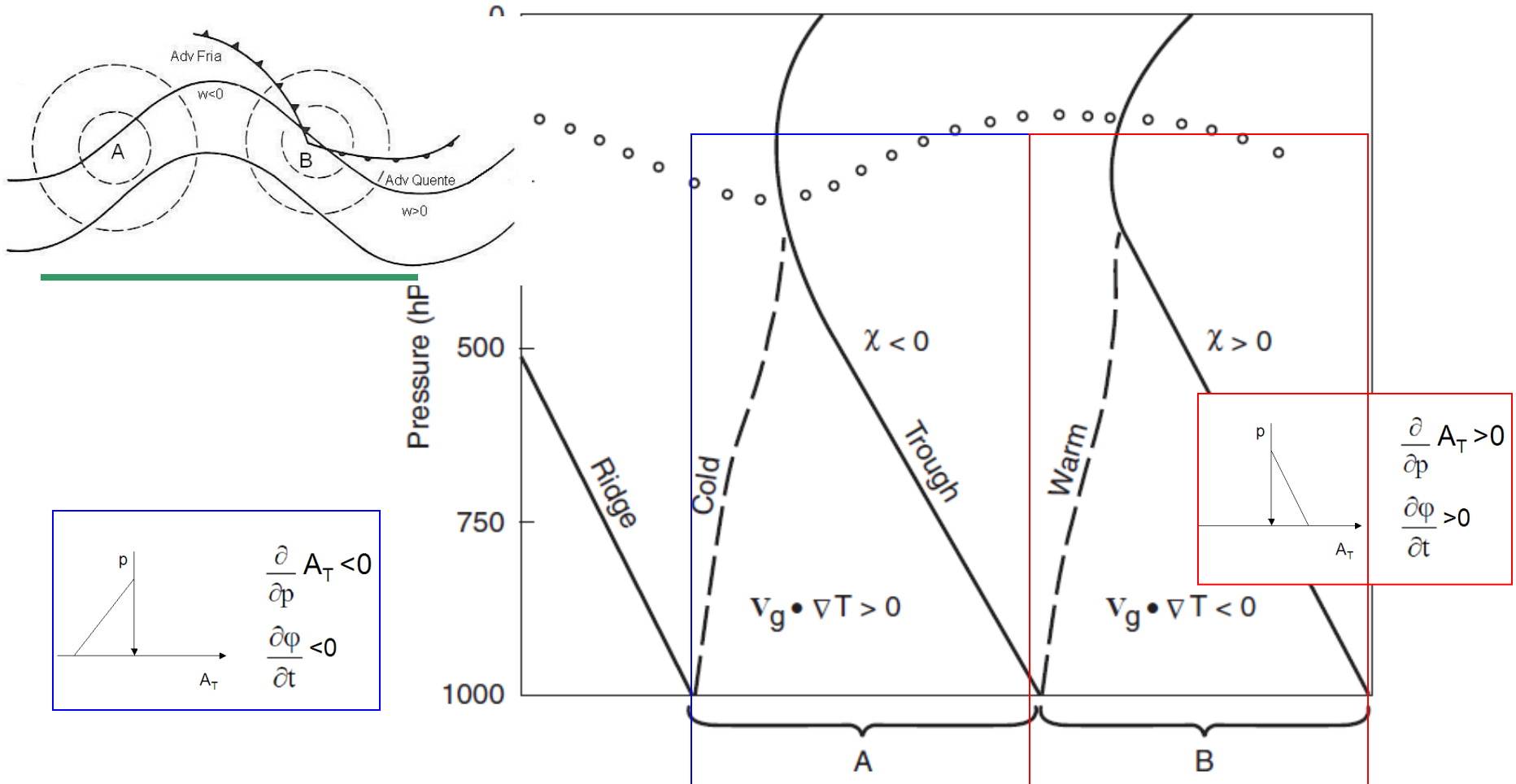
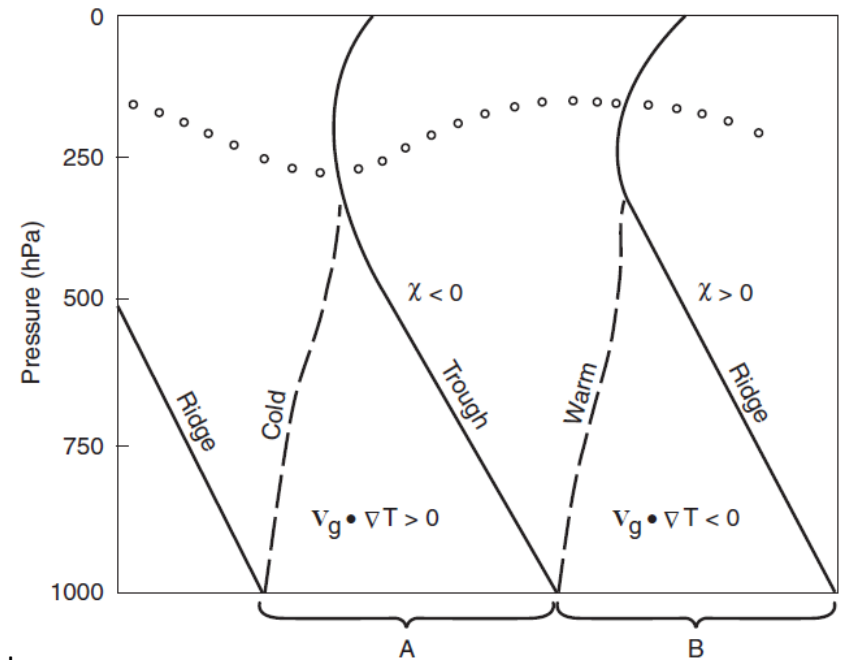
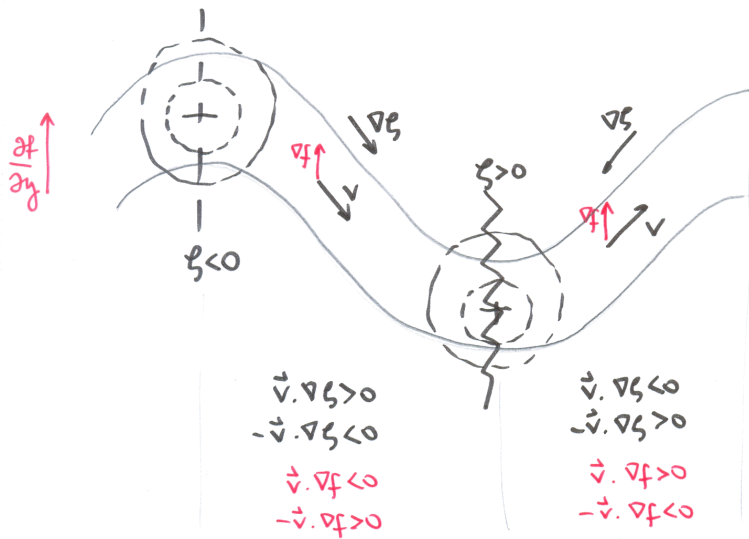


Fig. 6.9 East–west section through a developing synoptic disturbance showing the relationship of temperature advection to the upper level height tendencies. A and B designate, respectively, regions of cold advection and warm advection in the lower troposphere.

Equação da tendência de geopotencial QG

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \chi = f_0 \left[-\vec{V}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right] - \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{R}{p} \left(-\vec{V}_g \cdot \nabla_p T \right) \right]$$



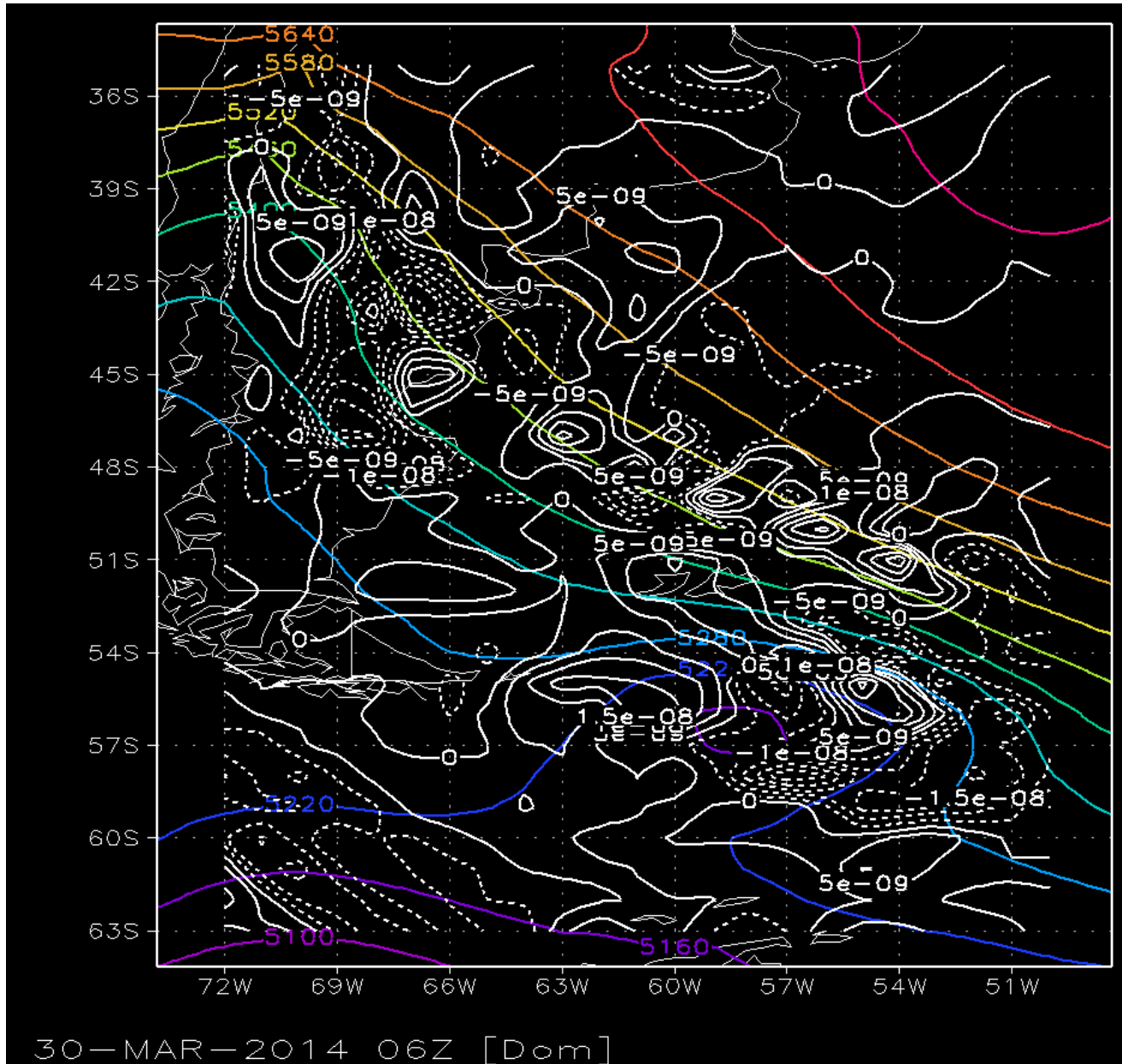
Neste caso:

- Vorticidade relativa geostrófica varia apenas pela advecção de vorticidade
- Ausência de advecção de temperatura

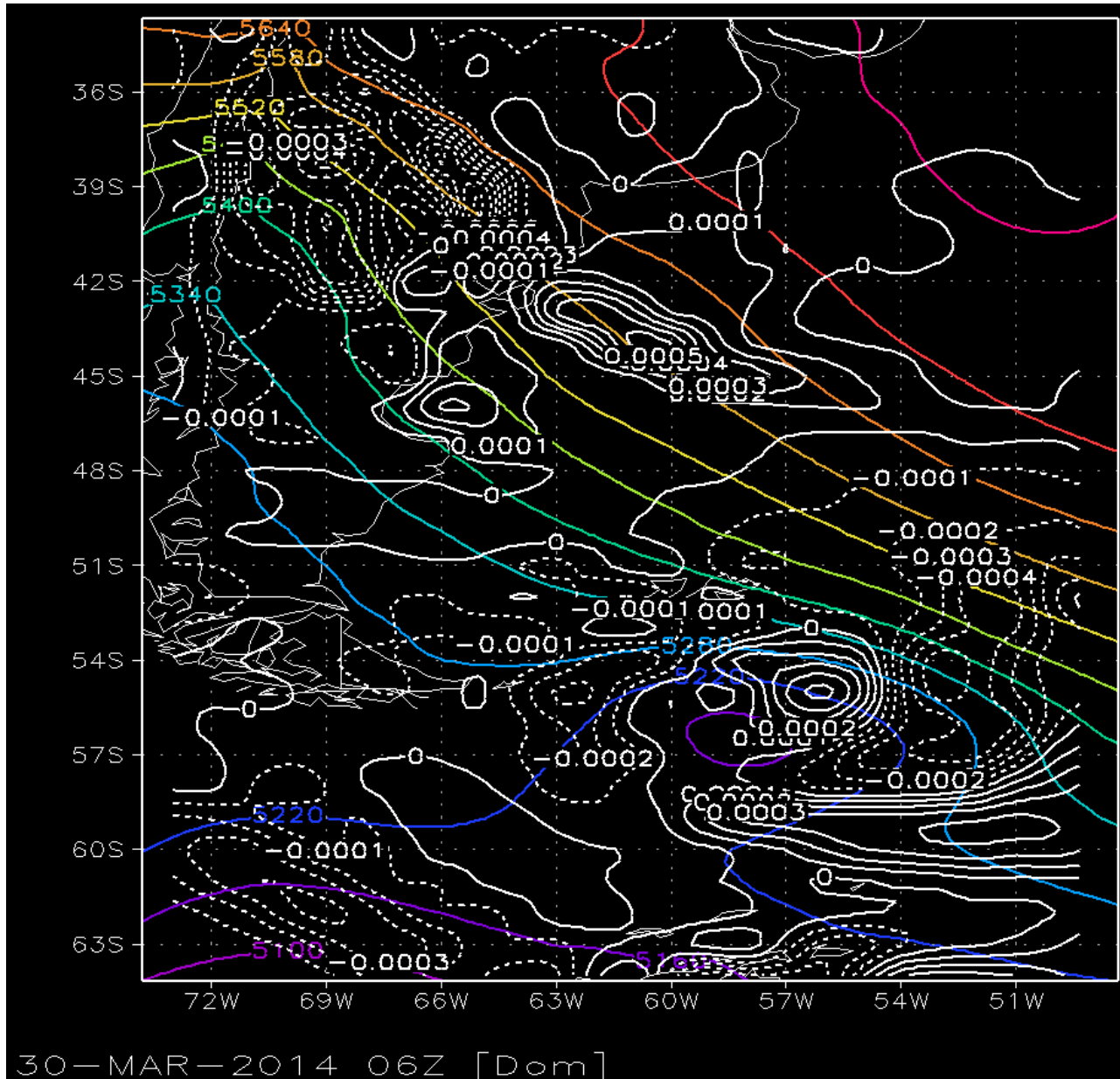
Neste caso:

- Aquecimento e resfriamento são devidos apenas a advecção de temperatura (não há aq/resf adiabático pois a atmosfera está originalmente em balanço geostrófico, inibindo movimento vertical).
- Ausência de advecção de vorticidade

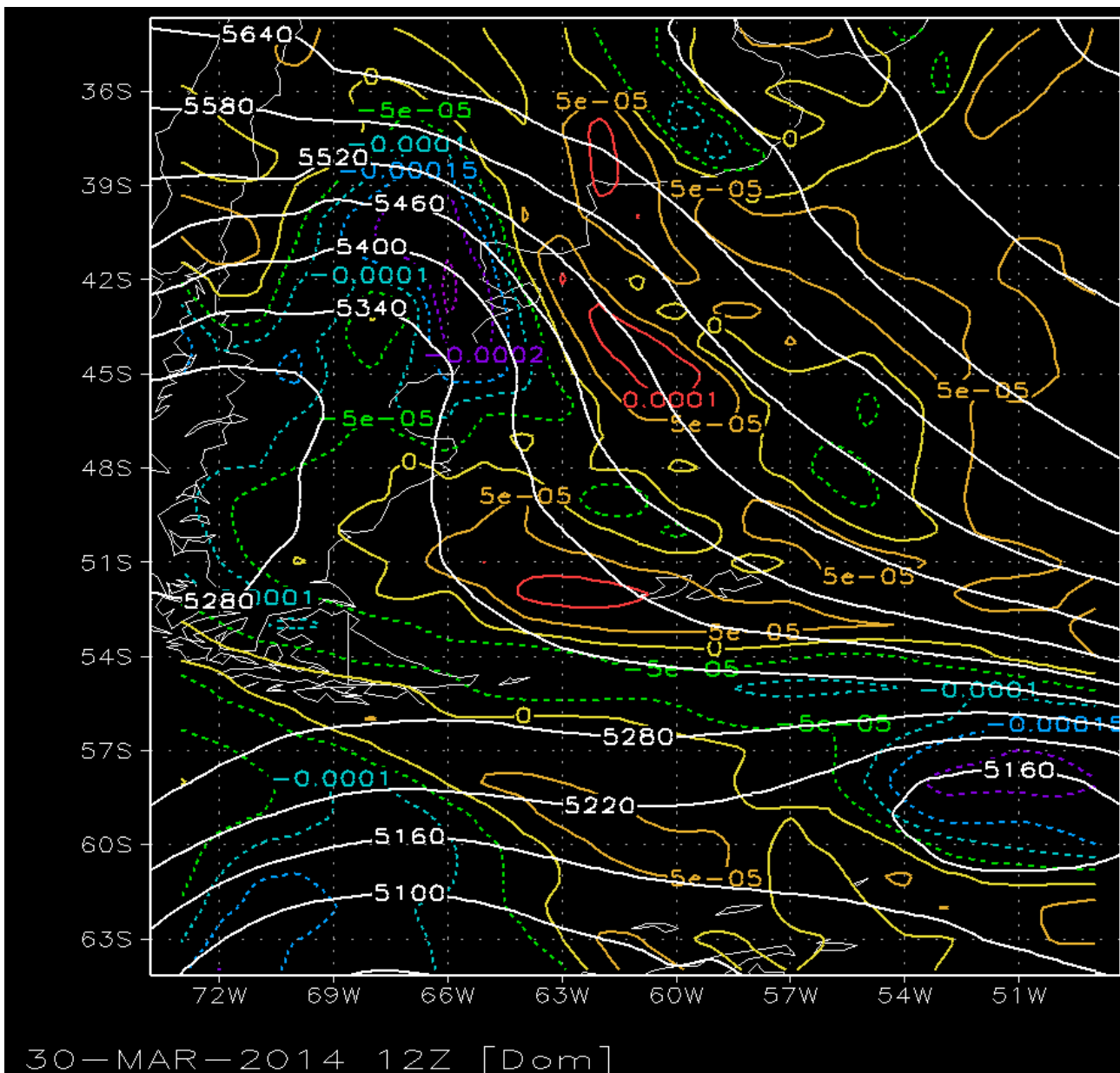
DIAG: Geop e Adv Vort em 500hPa



DIAG: Geop 500 e Adv T em 850hPa



PREV: Geop e Vort em 500hPa



Equação omega

$$\underbrace{\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega}_{\text{Term A}} = \underbrace{-\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[-\mathbf{v}_g \cdot \nabla_p (\xi_g + f) \right]}_{\text{Term B}} + \underbrace{-\frac{R}{\sigma p} \nabla_p^2 \left(-\mathbf{v}_g \cdot \nabla_p T \right)}_{\text{Term C}}$$

Equação omega

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_o^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \omega = \underbrace{-\frac{f_o}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[-\vec{V}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right]}_B - \underbrace{\frac{R}{\sigma p} \nabla_p^2 \left[-\vec{V}_g \cdot \nabla_p T \right]}_C$$

A **B** **C**

- A – Laplaciano de omega
- B – Termo de advecção diferencial de vorticidade absoluta
- C – Termo de advecção de temperatura

Termo do laplaciano de omega

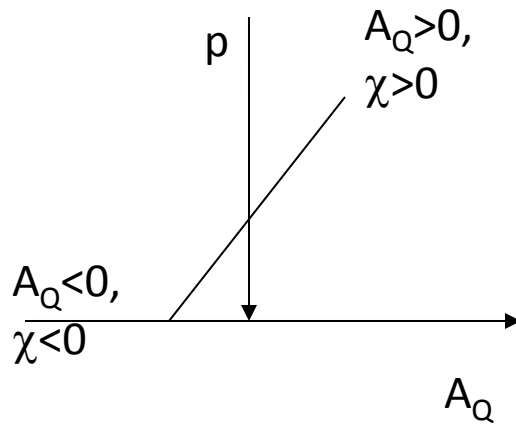
$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \omega = \alpha - \omega = \alpha - w$$

Termo de Adv. Dif. Vort. Abs

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \omega = - \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[- \vec{V}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right] \Rightarrow w \propto \frac{\partial}{\partial p} A_Q$$

A

B



$$\frac{\partial}{\partial p} A_Q < 0$$

$$w < 0$$

A_Q aumentando com altura:

Movimentos subsidentes

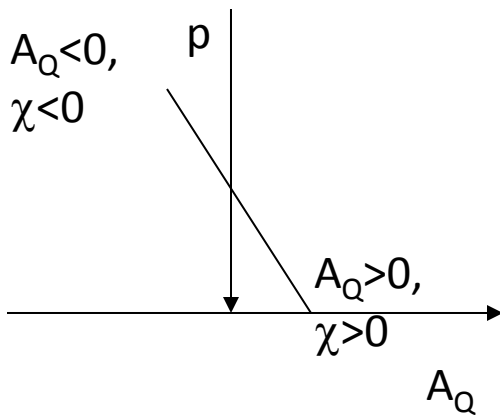
(Aumento da espessura causado por aquecimento adiabático)

Termo de Adv. Dif. Vort. Abs

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \omega = - \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[- \vec{V}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right] \Rightarrow w \propto \frac{\partial}{\partial p} A_Q$$

A

B



$$\frac{\partial}{\partial p} A_Q > 0$$

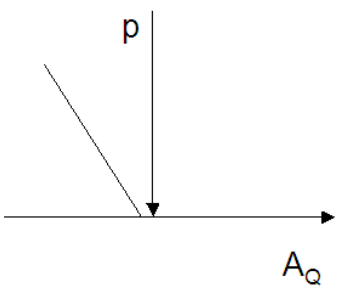
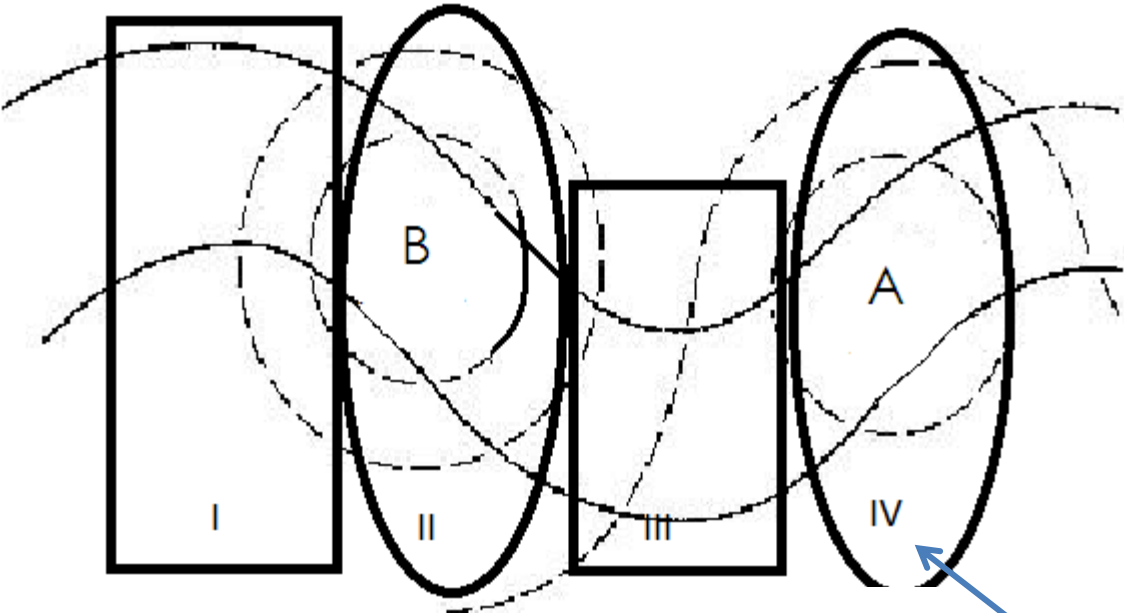
$$w > 0$$

A_Q diminuindo com altura:

Movimentos ascendentes

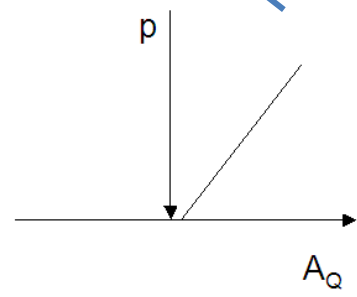
(Diminuição da espessura causado por resfriamento adiabático)

Termo de Adv. Dif. Vorticidade



$$\frac{\partial}{\partial p} A_Q > 0$$

$$w > 0$$



$$\frac{\partial}{\partial p} A_Q < 0$$

$$w < 0$$

Termo de Adv. Dif. Vorticidade

- A influência isolada deste termo está associada a **movimentos ascendentes** (descendentes) **acima da baixa** (alta) **de superfície** e é exatamente o que é necessário para as tendências de espessura. Ele funciona como movimento compensatório para manter o campo de temperatura hidrostático (hipótese do quase-geostrófico) na presença de movimento vertical. Uma vez que a **advecção de temperatura é pequena sobre a baixa de superfície**, a única maneira de resfriar a coluna atmosférica de acordo com a tendência do geopotencial é o **resfriamento adiabático induzido pelo movimento vertical ascendente** (inverso sobre a alta).

Termo de Adv. Temperatura

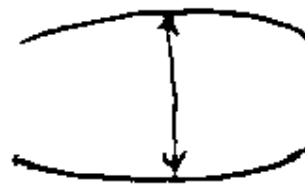
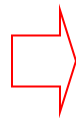
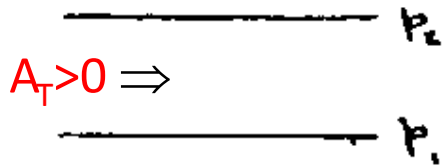
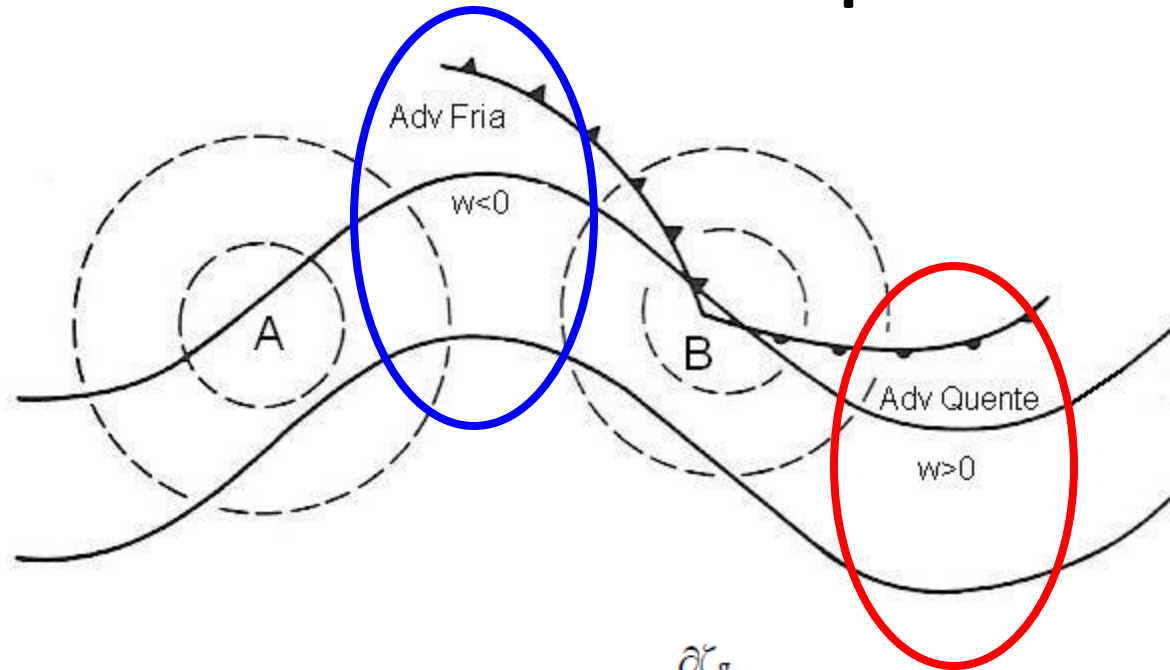
$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \omega = - \frac{R}{\sigma p} \nabla_p^2 \left[- \vec{V}_g \cdot \nabla_p T \right]$$

A C

$$\Rightarrow w \propto A_T$$

- Advecção quente: movimento ascendente
- Advecção fria: movimento subsidente

Termo de adv. Temperatura



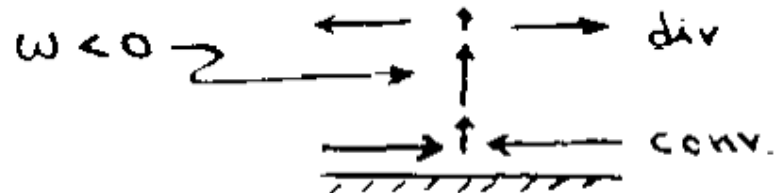
$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} > 0$$

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} < 0$$

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -f_0 \text{Div}$$

Div. Hor.
 (neglect vorticity adv.)

Conv. Hor.



Termo de Adv. Temperatura

- Fisicamente este padrão de movimento vertical é requerido para manter o campo de vorticidade geostrófica nos níveis mais altos, na presença de mudanças na espessura devidas à advecção térmica. Por exemplo:
 - 1. Advecção térmica quente aumenta a espessura da camada 500-1000 hPa abaixo da crista em 500 hPa;
 - 2. Intensifica a crista em 500 hPa, o que requer maior vorticidade anticiclônica neste nível para manter o equilíbrio geostrófico;
 - 3. Como na região do eixo da crista em 500 hPa não há advecção de vorticidade, é necessário que haja divergência horizontal para compensar a tendência;
 - 4. Por continuidade, deve haver movimento ascendente nos baixos níveis para repor o ar divergente nos níveis superiores.

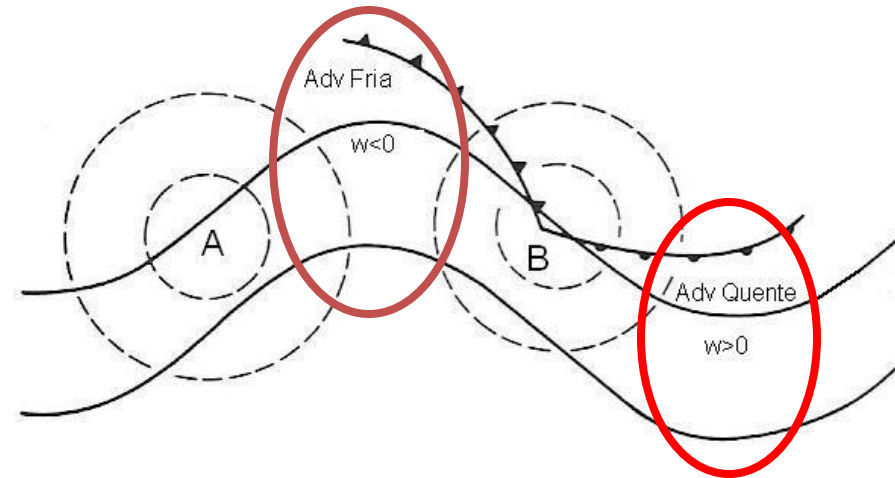
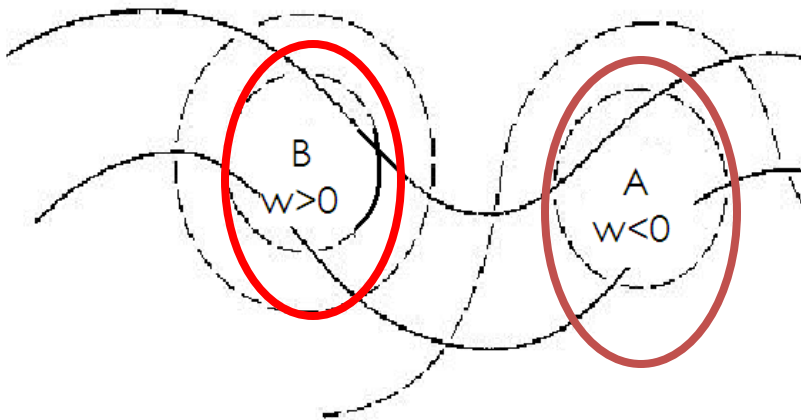
Equação omega

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \omega = - \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[- \vec{V}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right] - \frac{R}{\sigma p} \nabla_p^2 \left[- \vec{V}_g \cdot \nabla_p T \right]$$

A

B

C



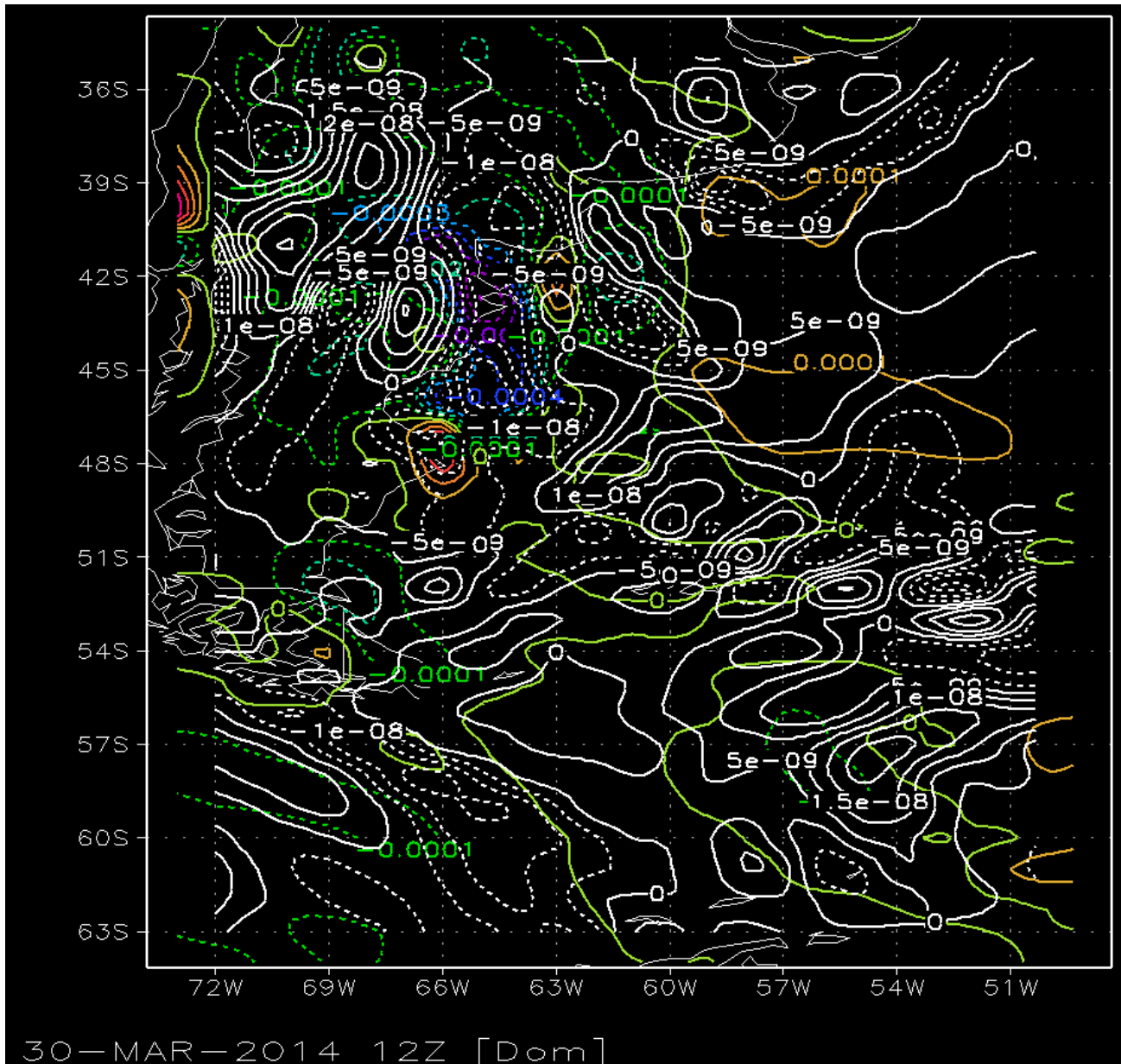
Neste caso:

- Variação da espessura devido a aq/resf adiabático
- Ausência de advecção de temperatura

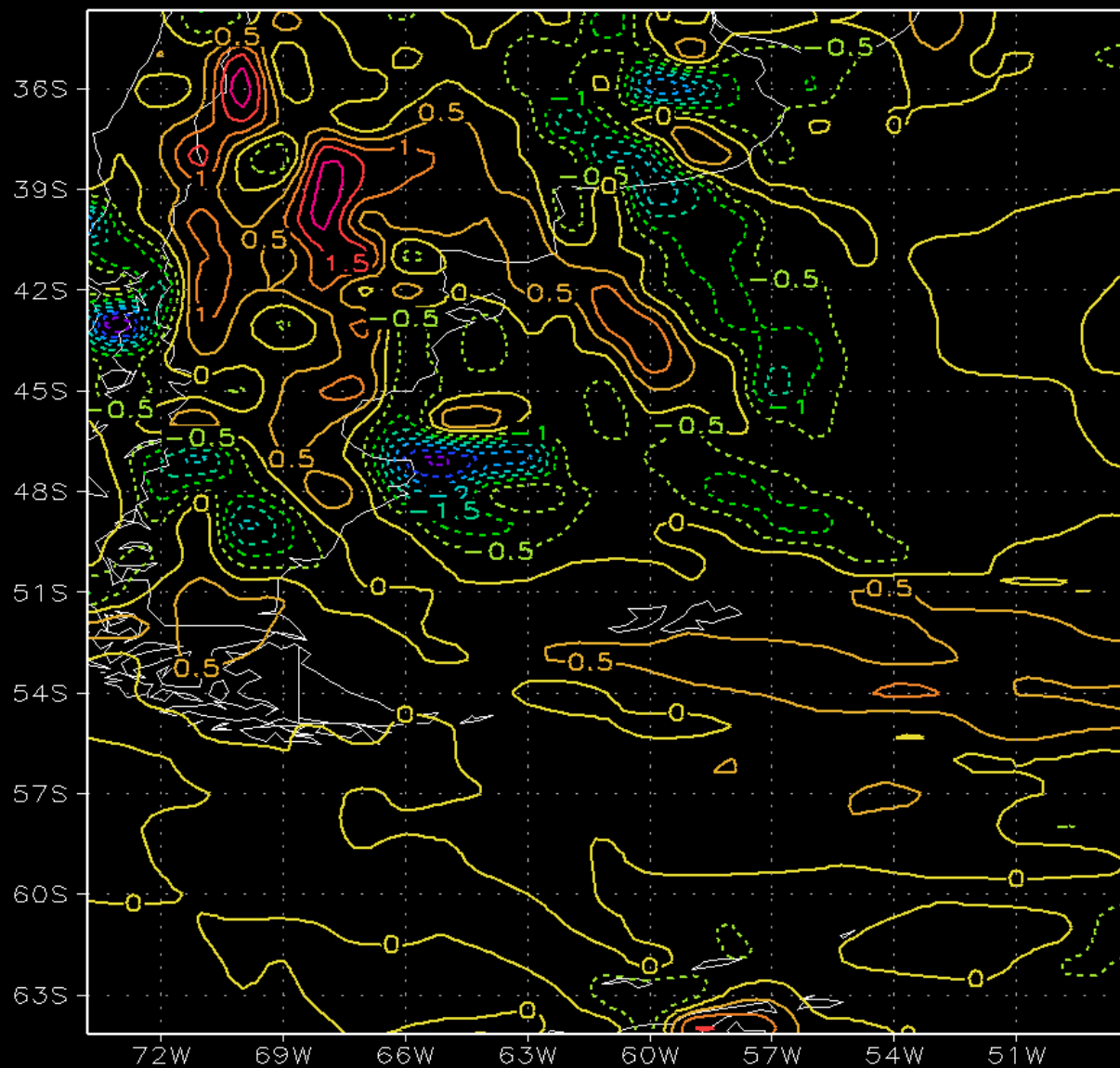
Neste caso:

- Aquecimento e resfriamento são devidos apenas a advecção de temperatura (não há aq/resf adiabático pois a atmosfera está originalmente em balanço geostrófico, inibindo movimento vertical)
- Ausência de advecção de vorticidade geostrófica absoluta
- Div em 500hPa para compensar movimentos ascendentes

Mov asc = Adv T (850hPa colorido >0)
+ Adv Vort (500hPa branco <0)



OMEGA em 700hPa



30-MAR-2014 12Z [Dom]

Vetor Q

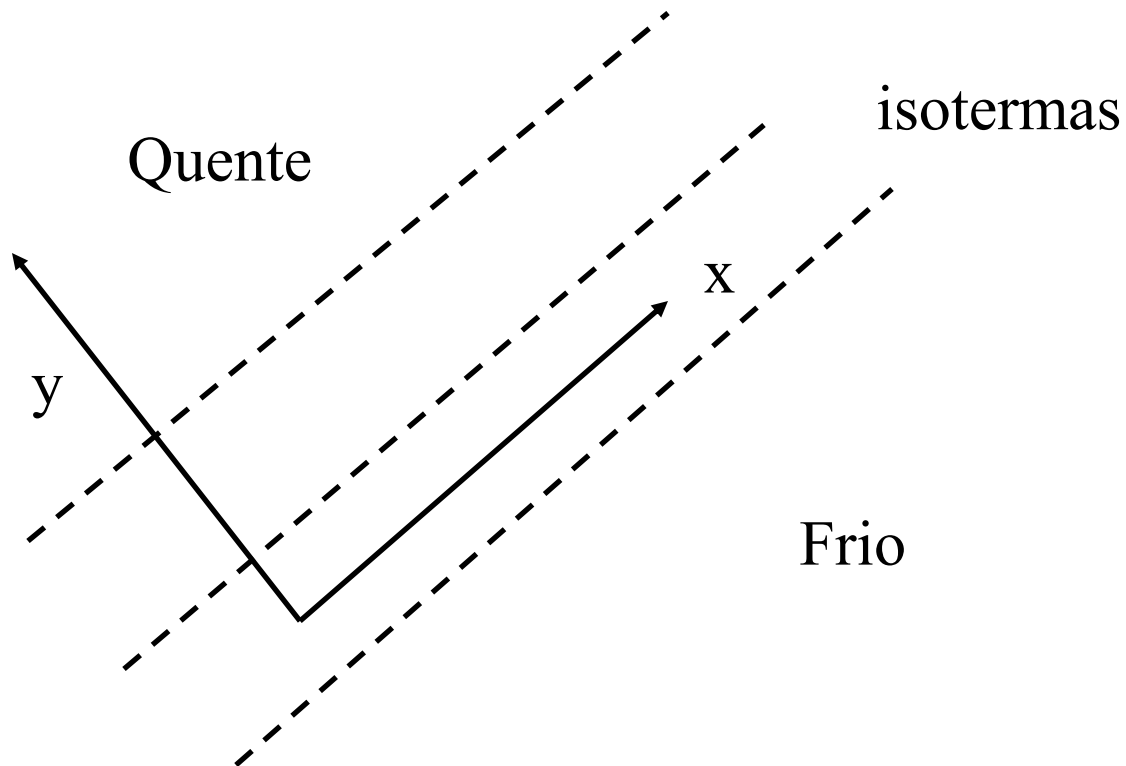
Vetor Q

Conv Q → mov asc

Div Q → mov desc

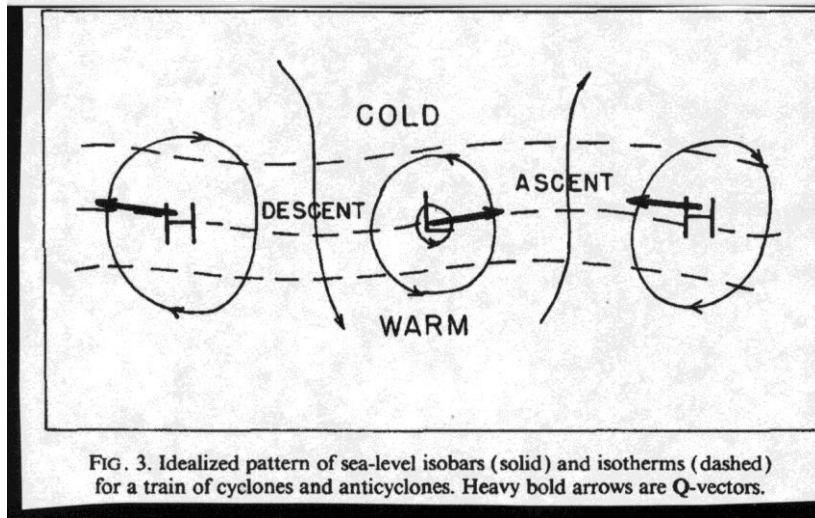
$$\mathbf{Q} = (R/\sigma p)(\partial T/\partial y)\mathbf{k} \times (\partial \mathbf{v}_g/\partial x)$$

onde os eixos x e y são paralelos à isoterma e ao gradiente de temperatura:

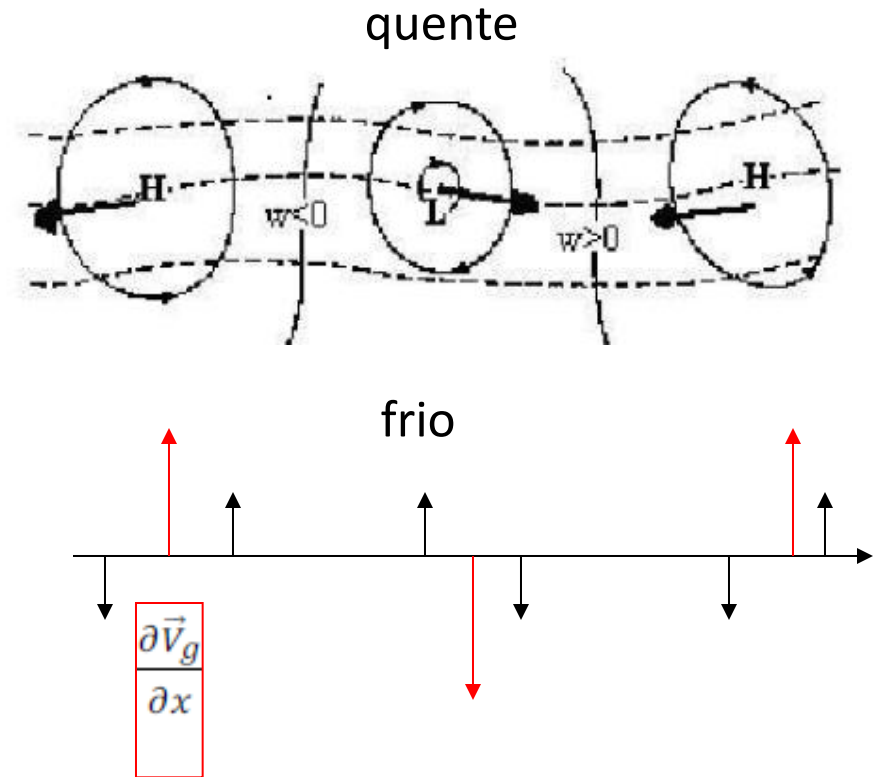


Caso 1: Forçante dos movimentos verticais apenas advecção térmica horizontal:

$$\vec{Q} = \left(\frac{R}{P} \frac{\partial T}{\partial y} \hat{k} \right) \times \left(\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \right)$$

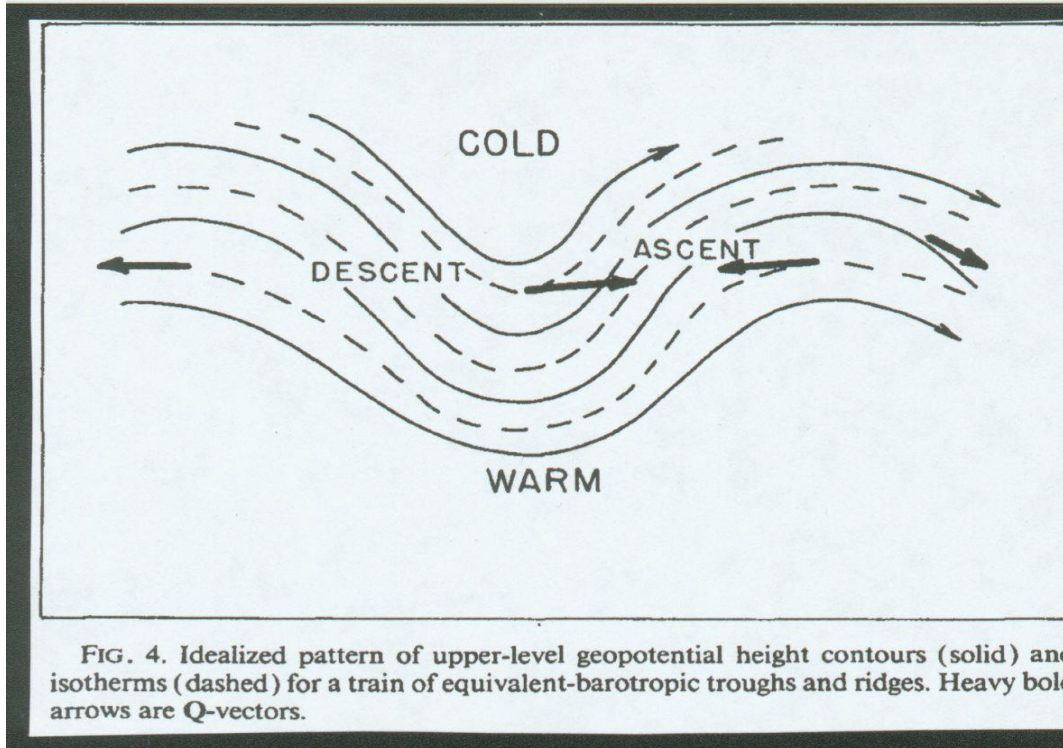


(from Sanders and Hoskins 1990)



Caso 2: Forçante dos movimentos verticais apenas advecção horizontal de vorticidade:

$$\vec{Q} = \left(\frac{R}{P} \frac{\partial T}{\partial y} \hat{k} \right) \times \left(\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \right)$$



(from Sanders and Hoskins 1990)

Caso 3: Vetor Q na entrada de um jato de altos níveis

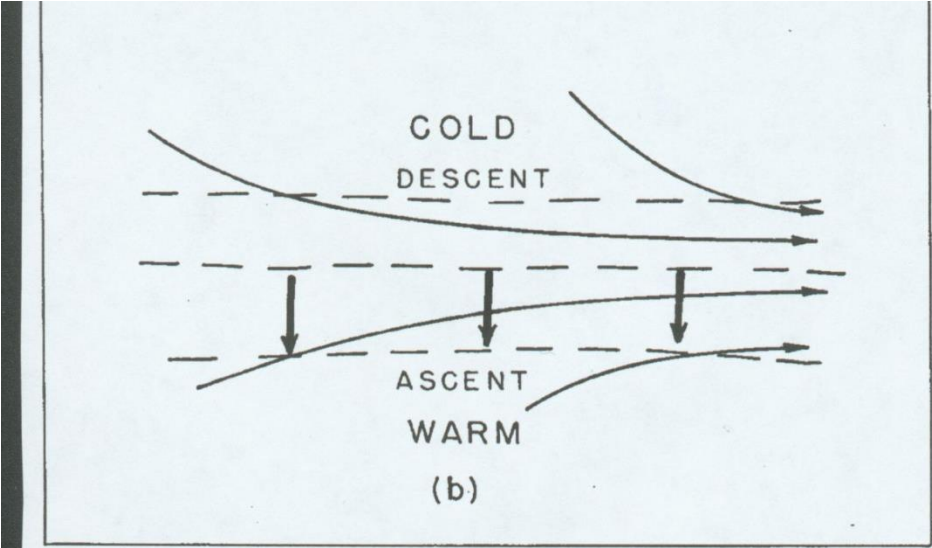


FIG. 5. Idealized confluent frontogenetical patterns. In (a) the solid lines are sea-level isobars and the dashed lines are isotherms. In (b) the isobars in panel a are reinterpreted as contours of low-level geopotential height and the isotherms reinterpreted as isopleths of thickness from the lower-elevation pressure level to some pressure level at a higher elevation. Graphical addition yields a flow pattern representing a jet-entrance region. Heavy bold arrows are \vec{Q} -vectors.

$$\vec{Q} = \left(\frac{R}{P} \frac{\partial T}{\partial y} \hat{k} \right) \times \left(\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \right)$$

