



Atmosfera Baroclinica PGMET-2024



Baroclinic atmosphere

Uma atmosfera na qual a densidade depende da **temperatura** e **pressão** é chamada de atmosfera baroclínica.

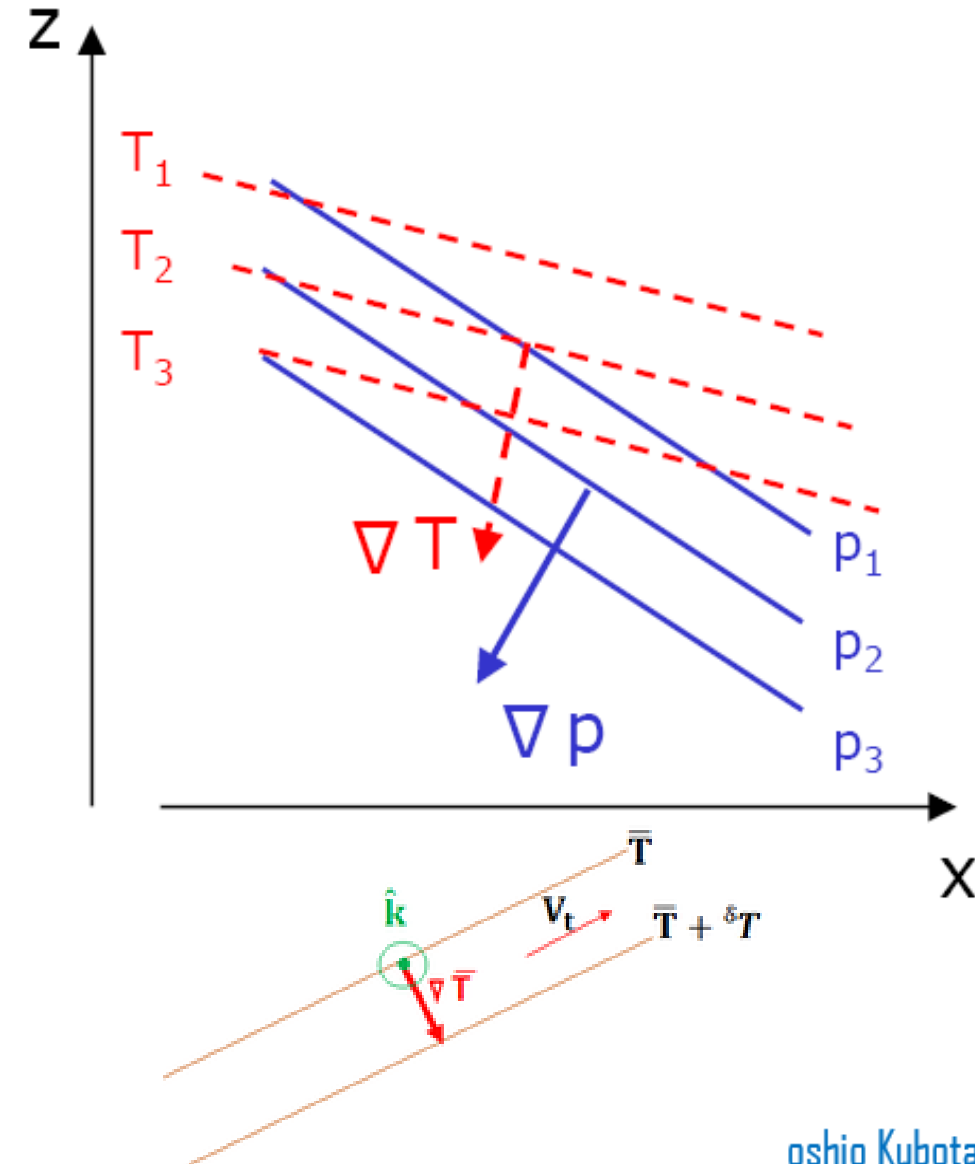
Em uma atmosfera baroclínica o **vento geostrofico**

$$v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial x} \quad \text{et} \quad u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial y}$$

geralmente tem cisalhamento vertical, e este cisalhamento é relacionado ao **gradiente horizontal de temperatura** pela equação do vento térmico

$$\vec{V}_T = -\frac{R}{f} \left(\vec{k} \times \vec{\nabla} \bar{T} \right)_p \ln \left(\frac{p_1}{p_0} \right)$$

$$\frac{\partial \vec{V}_G}{\partial z} = \frac{g}{fT} \left(\vec{k} \times \vec{\nabla} T \right)_p$$





Baroclinic atmosphere

Para uma atmosfera baroclínica

$$\nabla p \times \nabla \rho \neq 0$$

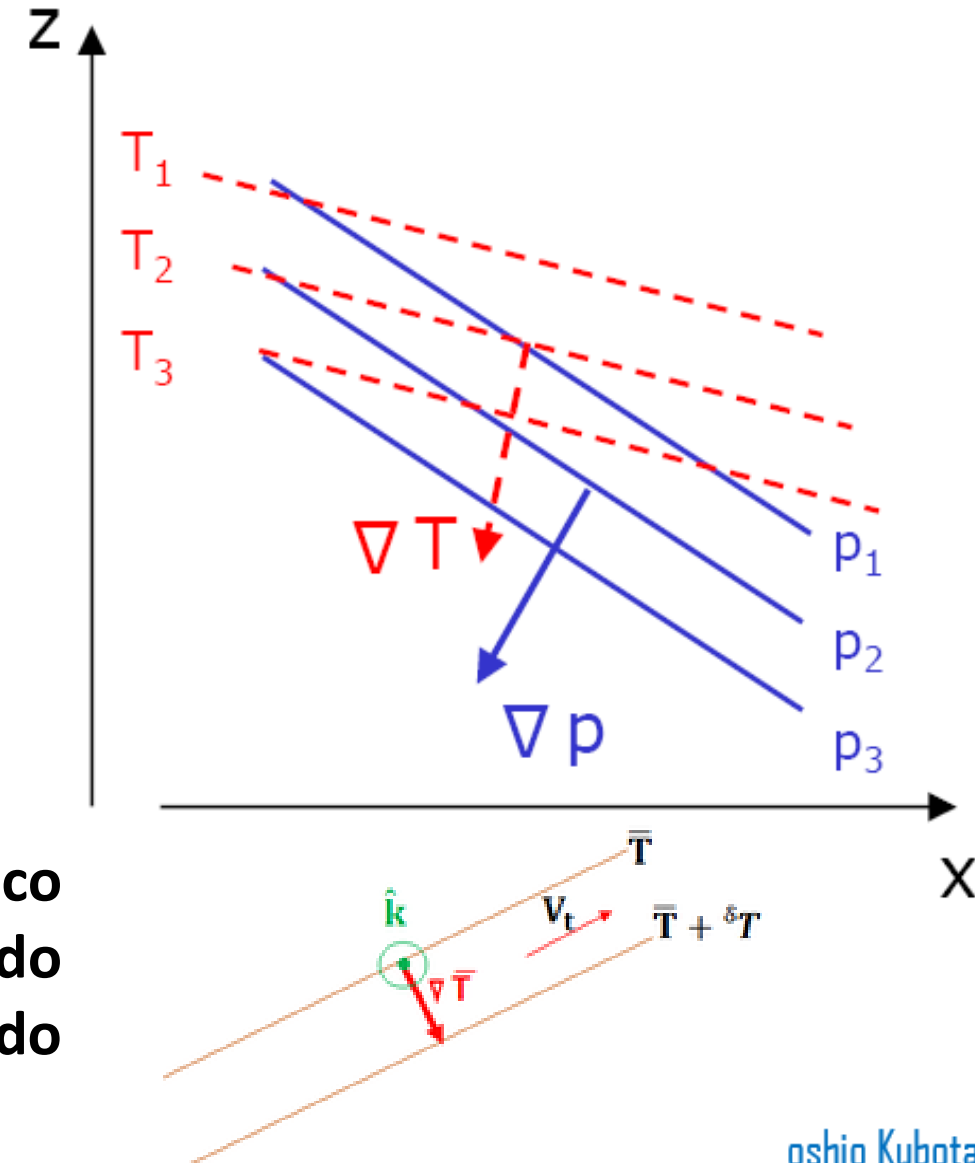
$$\nabla p \times \nabla T \neq 0$$

$$\nabla T \times \nabla \rho \neq 0$$

Em função do vento térmico

$$\frac{\partial \vec{u}_g}{\partial z} = \begin{cases} 0: & \text{barotropic} \\ \neq 0: & \text{baroclinic} \end{cases}$$

Em uma atmosfera baroclínica o vento geostrofico geralmente tem cisalhamento vertical que está relacionado ao gradiente horizontal de temperatura pela equação do vento térmico.



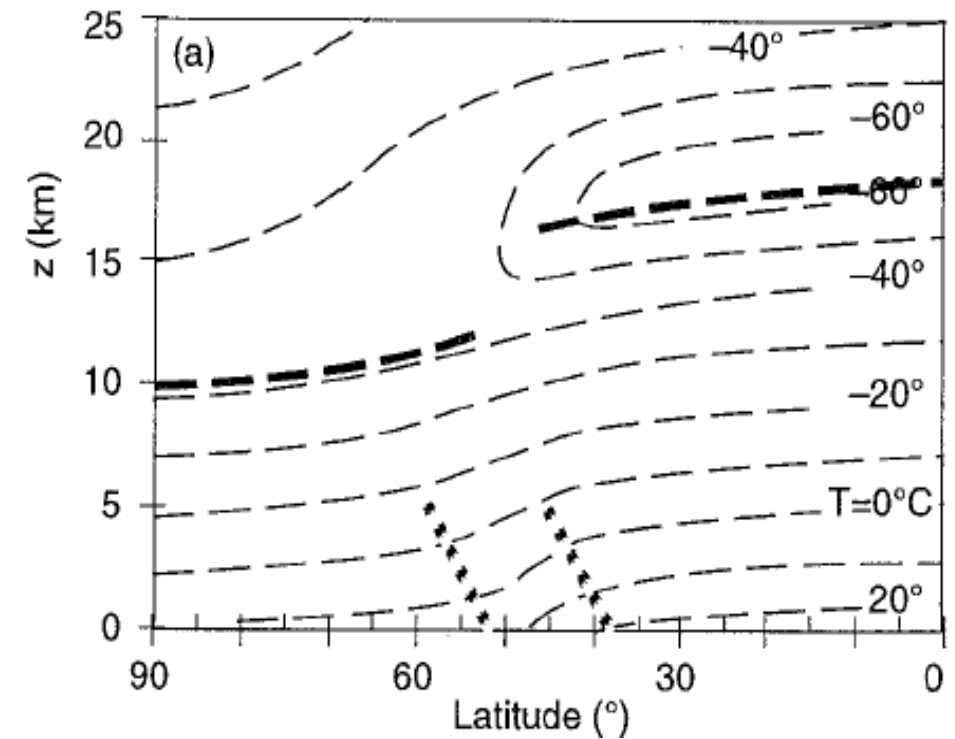


Instabilidade Baroclínica e Ondas Atmosféricas

A **baroclinicidade** impulsiona os ventos de oeste para leste perto do topo da troposfera, por meio da relação do vento térmico.

O ar próximo ao solo é mais quente perto do equador, mais frio nos polos, e há uma zona frontal em latitudes médias onde a temperatura diminui rapidamente em direção ao equador-polo sul e equador-polo norte.

Este gradiente norte-sul existe em toda a troposfera



A **tropopausa** é mais baixa perto dos polos do que perto do equador.

Por causa disso, a temperatura começa a aumentar com a altura em uma altitude menor perto dos polos do que perto do equador.

Isso causa uma **reversão de temperatura na estratosfera**, onde o ar é mais frio sobre o equador e mais quente sobre os polos.



Instabilidade Baroclínica e Ondas Atmosféricas

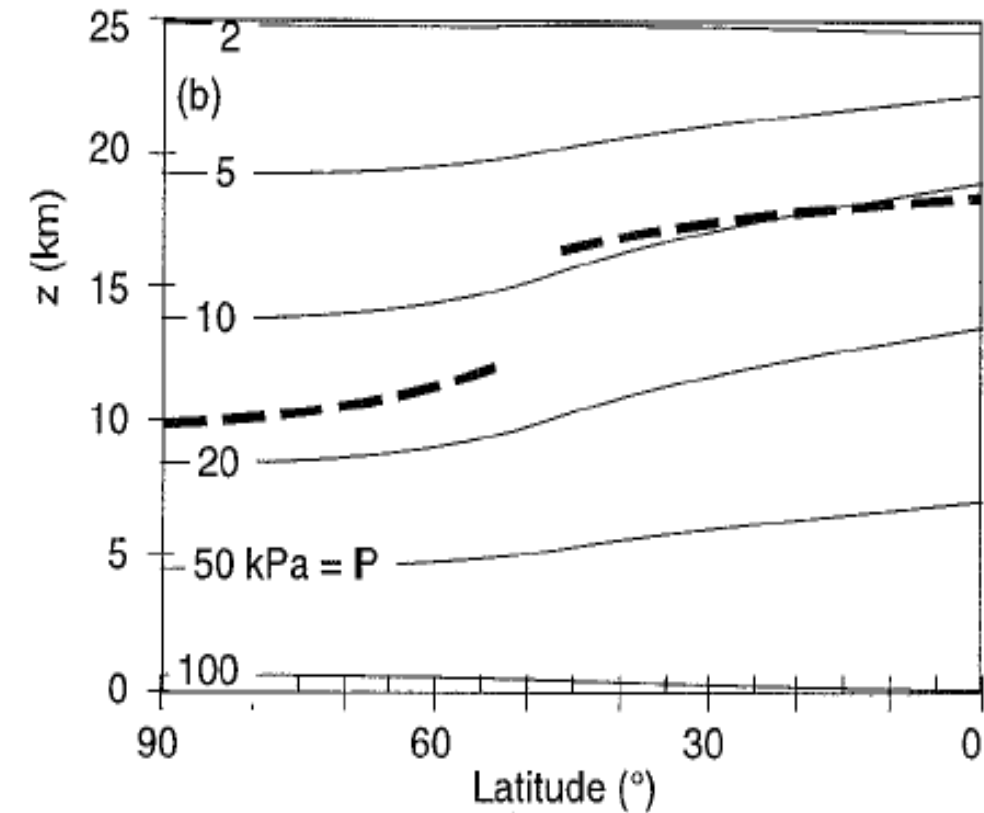
Se aplicarmos a **equação do vento térmico ao campo de temperatura**, obtemos o campo de pressão.

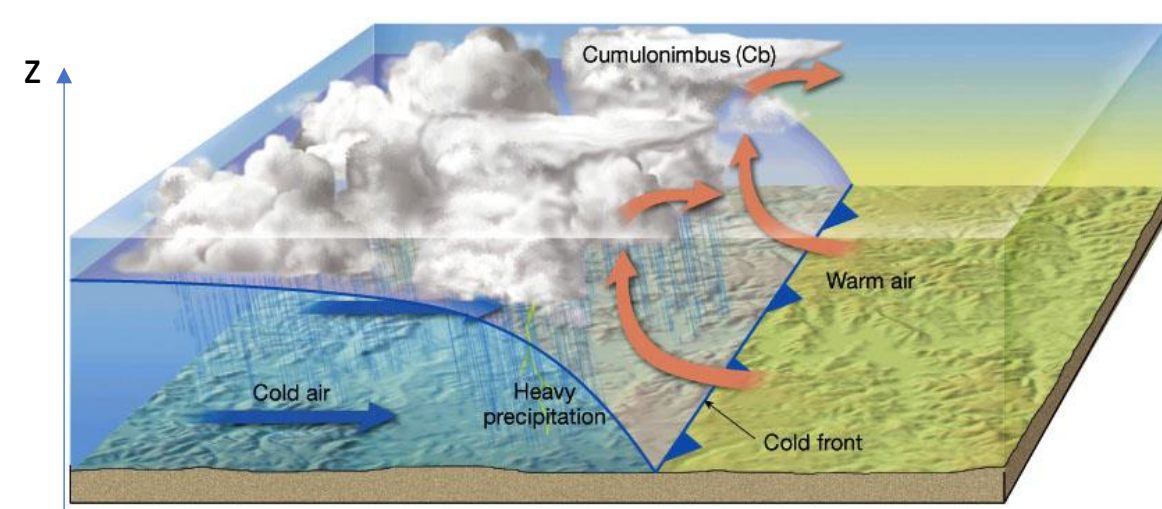
$$\vec{V}_T = -\frac{R}{f} \left(\vec{k} \times \vec{\nabla} T \right)_P \ln \left(\frac{p_1}{p_0} \right)$$

Na troposfera, uma espessura maior entre as superfícies de pressão no região equatorial, ar mais quente no equador em relação aos polos.

Faz com que as isóbaras se tornem mais inclinadas em latitudes médias ao de aproximar da tropopausa.

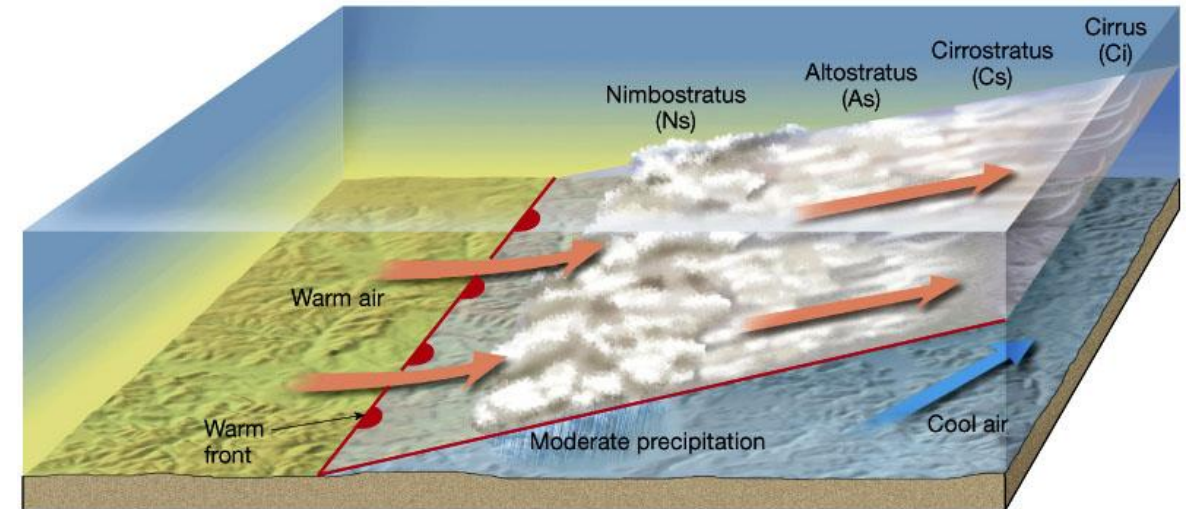
Acima da tropopausa, a inclinação diminui porque o gradiente norte-sul é revertido.





Schematic cross-section of a cold front.

Figure 9.6 in *The Atmosphere, 8th edition*, Lutgens and Tarbuck, 8th edition, 2001.

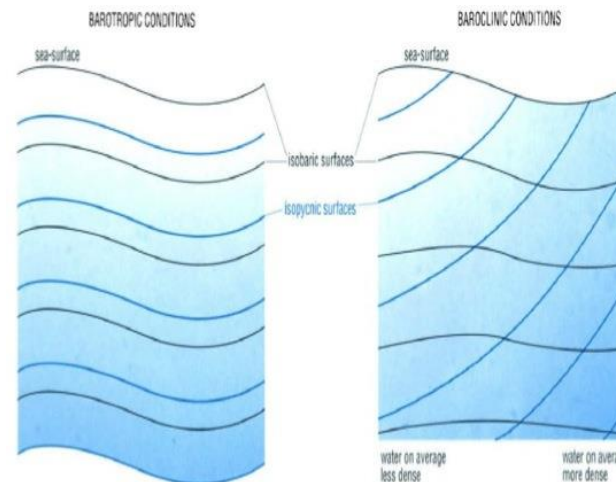


Schematic cross-section of a warm front.

Figure 9.6 in *The Atmosphere, 8th edition*, Lutgens and Tarbuck, 8th edition, 2001

$$\begin{aligned}\nabla p \times \nabla \rho &\neq 0 \\ \nabla p \times \nabla T &\neq 0 \\ \nabla T \times \nabla \rho &\neq 0\end{aligned}$$

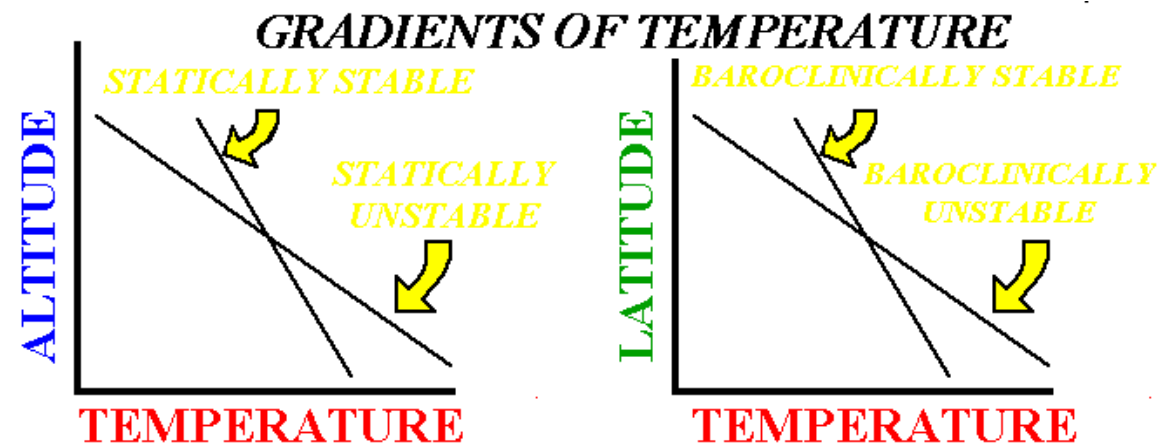
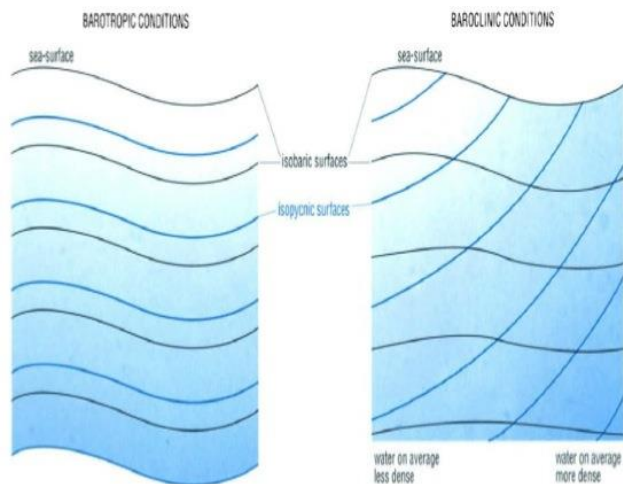
$$\frac{\partial \vec{u}_g}{\partial z} = \begin{cases} 0: & \text{barotropic} \\ \neq 0: & \text{baroclinic} \end{cases}$$





Instabilidade Baroclínica e Ondas Atmosféricas

"A **instabilidade baroclínica** é um mecanismo chave pelo qual sistemas meteorológicos em grande escala, como os ciclones de médias latitudes, se desenvolvem.



A diminuição da temperatura em relação à altitude pode levar ao desenvolvimento de convecção, se a distribuição vertical da temperatura se tornar estaticamente instável.

Se a **distribuição latitudinal da temperatura** desenvolver um **gradiente de temperatura do equador para o polo** que seja muito grande, isso indica que os trópicos são muito quentes e os polos muito frios.

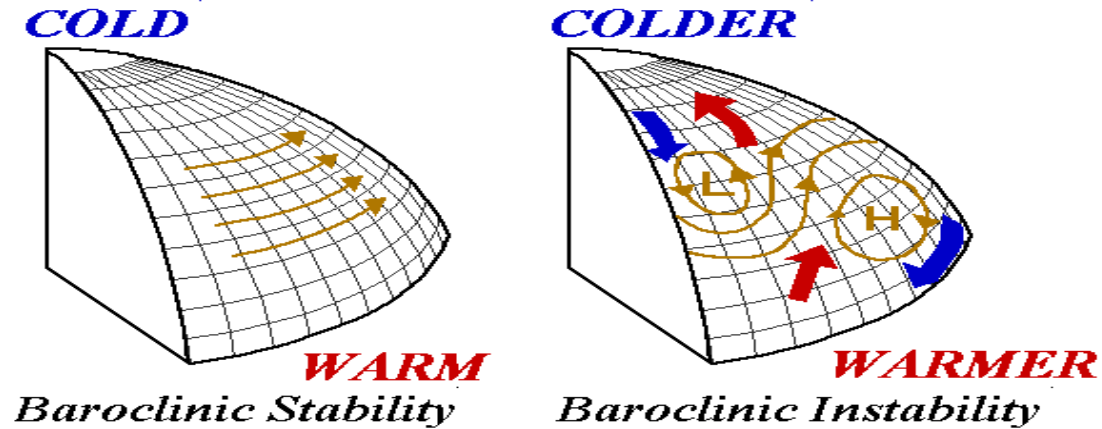
Esse desequilíbrio de energia do equador para o polo é fundamentalmente devido ao excesso de aquecimento radiativo líquido em latitudes tropicais.

Essa **distribuição de energia é instável**, e o nome dado a esse estado instável é **instabilidade baroclínica**.



Instabilidade Baroclínica e Ondas Atmosféricas

A instabilidade baroclínica e as ondas atmosféricas são conceitos cruciais na dinâmica atmosférica.



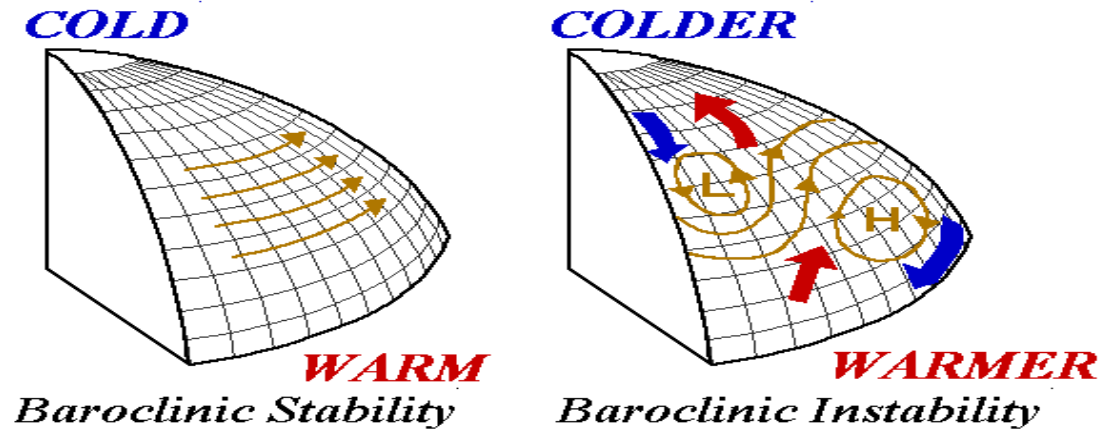
Elas ajudam a explicar o desenvolvimento de sistemas meteorológicos, como ciclones e padrões de ondas em grande escala na atmosfera.

Esses processos são fundamentais para a transferência de energia e momentum em diferentes escalas, tanto na atmosfera quanto nos oceanos."



Instabilidade Baroclínica e Ondas Atmosféricas

A instabilidade baroclínica e as ondas atmosféricas são conceitos cruciais na dinâmica atmosférica.



À esquerda está o **regime típico de vento sob condições de estabilidade baroclínica**, quando o desequilíbrio de energia entre os trópicos e as regiões polares não é excessivamente grande.

Quando o **gradiente de temperatura atinge um valor excessivamente grande**, a atmosfera se torna **baroclinicamente instável** e as correntes de vento respondem desenvolvendo modos de fluxo de transporte de energia em direção aos polos.

Isso é realizado pelo **desenvolvimento de grandes vórtices no escoamento oeste** e **centros de pressão**, que fornece caminhos para que massa de ar quente e frio se movam através das latitudes, alcançando assim os transportes de energia necessários.

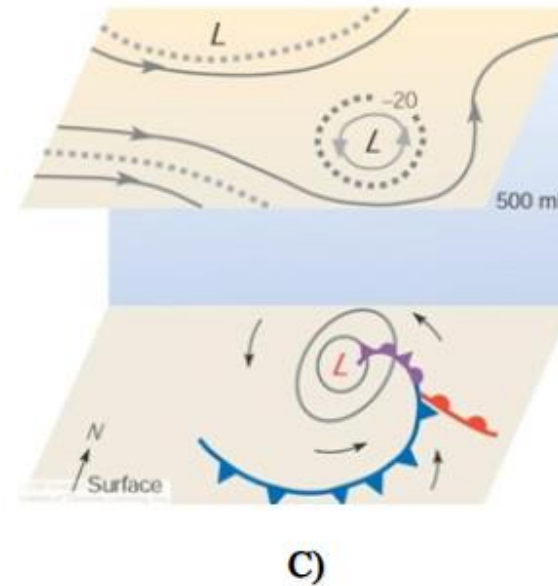
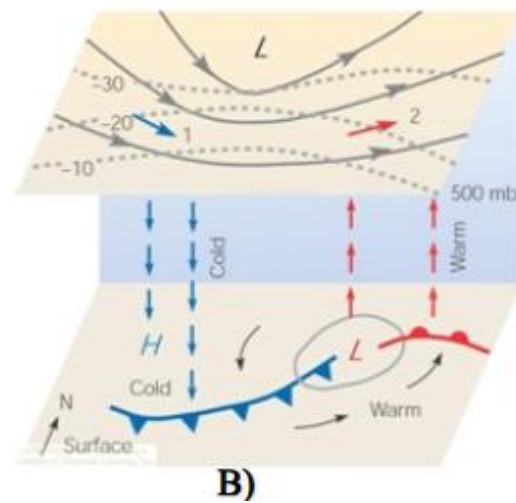
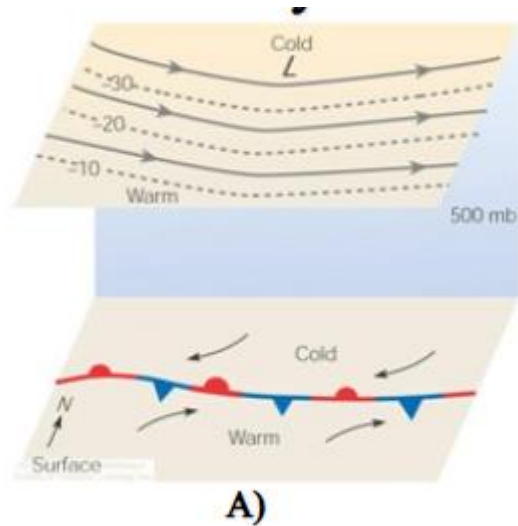


Instabilidade Baroclínica e Ondas Atmosféricas

A instabilidade baroclínica e as ondas atmosféricas são conceitos cruciais na dinâmica atmosférica.

Em latitudes médias, o ar polar frio desliza sob o ar tropical mais quente.

Isso faz com que o ar fique estável, como pode ser quantificado por uma frequência Brunt Vaisala N .



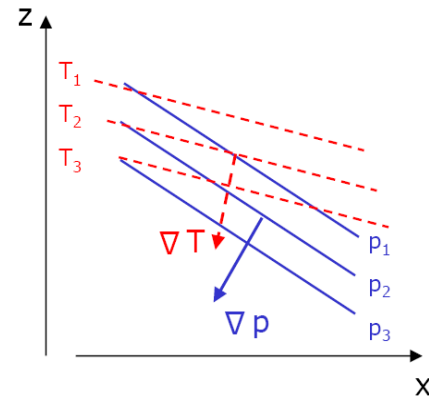
$$N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$$



Instabilidade Baroclínica e Ondas Atmosféricas

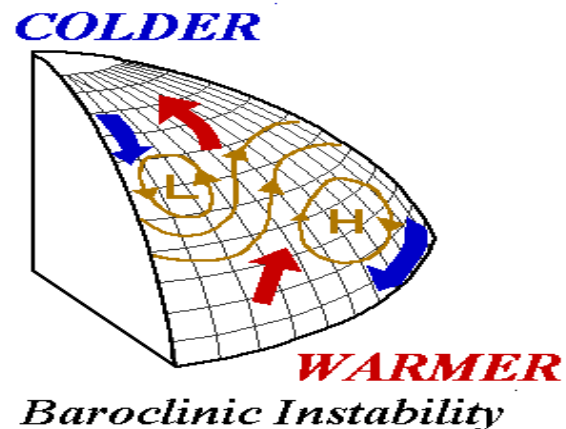
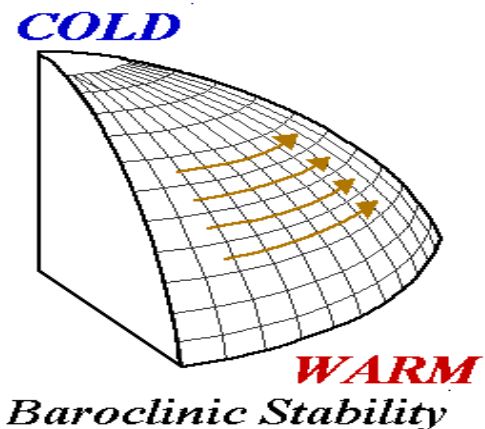
A instabilidade baroclínica e as ondas atmosféricas são conceitos cruciais na dinâmica atmosférica.

A frequência de Brunt-Vaisala é a frequência angular de ondas internas provocadas por variações negativas de densidade.



$$N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$$

(Ondas internas são ondas de flutuabilidade causadas por variações de densidade com a altura).

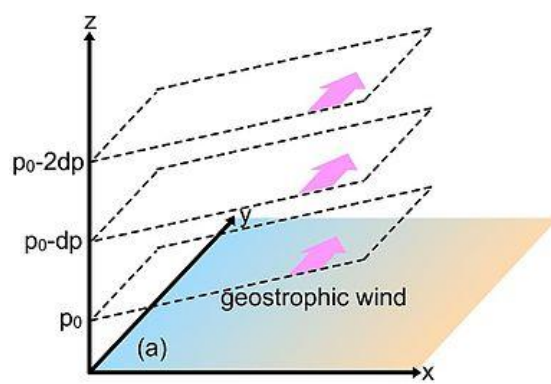


No caso baroclínico, tanto β quanto N têm efeitos em um ambiente com gradiente de temperatura norte-sul.

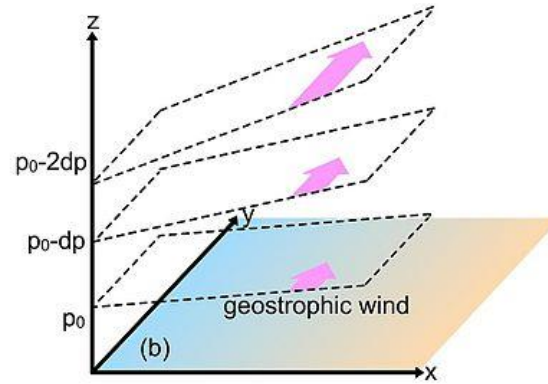


Características Principais da Instabilidade Baroclínica:

Cisalhamento Vertical do Vento: A instabilidade baroclínica ocorre em atmosferas com um forte cisalhamento vertical do vento, onde a velocidade e a direção do vento mudam com a altura.



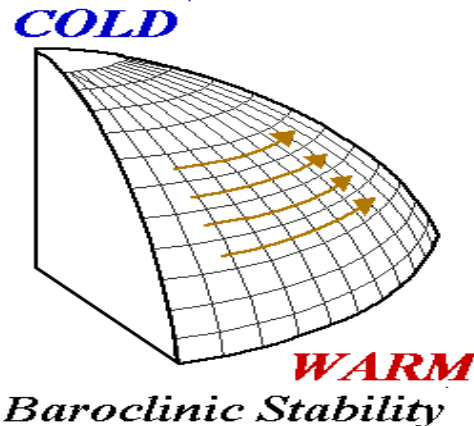
Barotropic Atmosphere



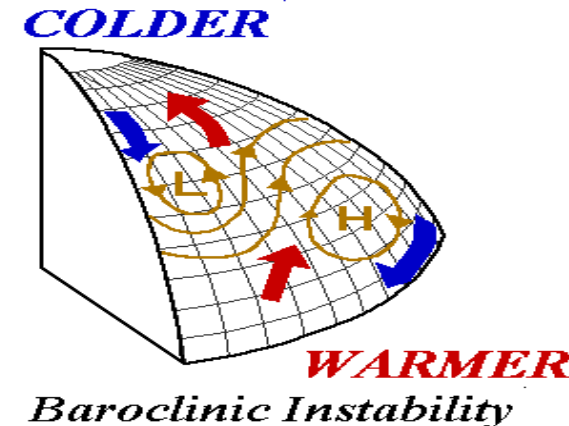
Baroclinic Atmosphere

O gradiente de temperatura entre o equador e os polos faz com que diferentes camadas da atmosfera se movam a diferentes velocidades.

$$\vec{V}_T = -\frac{R}{f} \left(\vec{k} \times \vec{\nabla} \bar{T} \right)_P \ln \left(\frac{p_1}{p_0} \right)$$



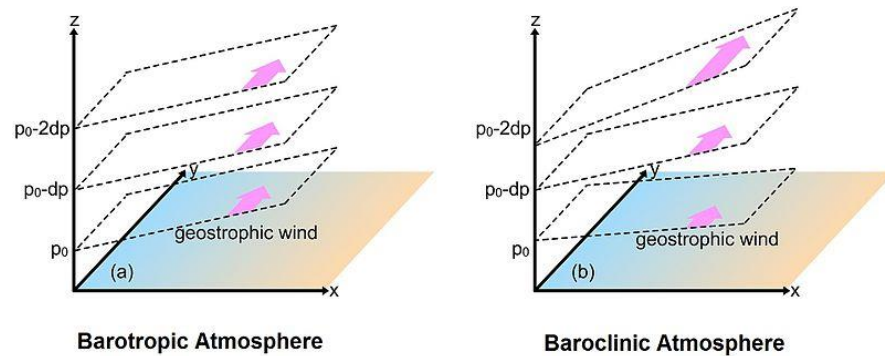
Baroclinic Stability



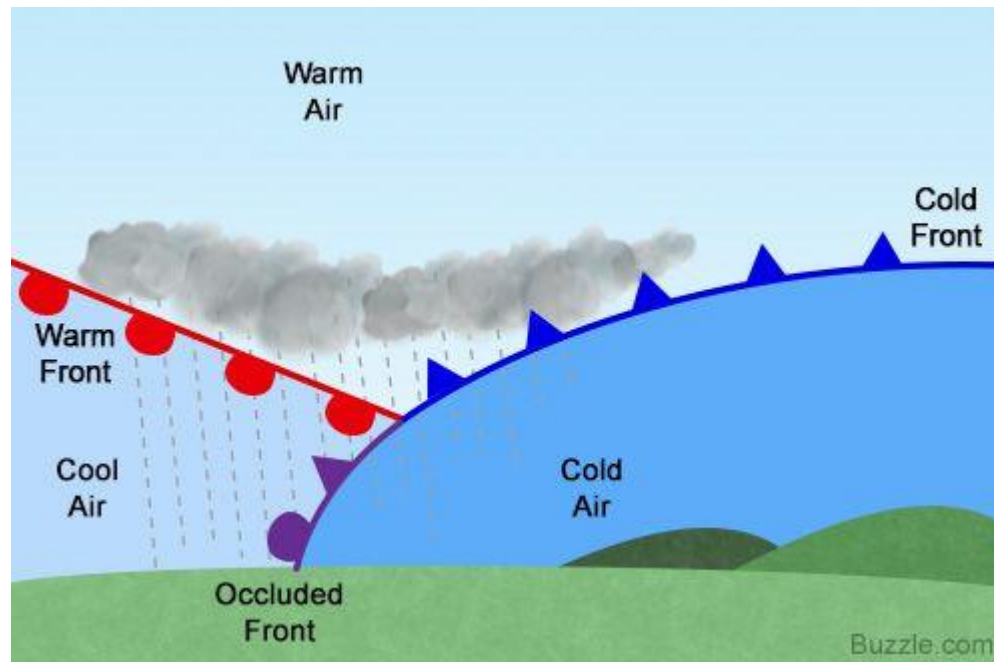
Baroclinic Instability



Características Principais da Instabilidade Baroclínica:

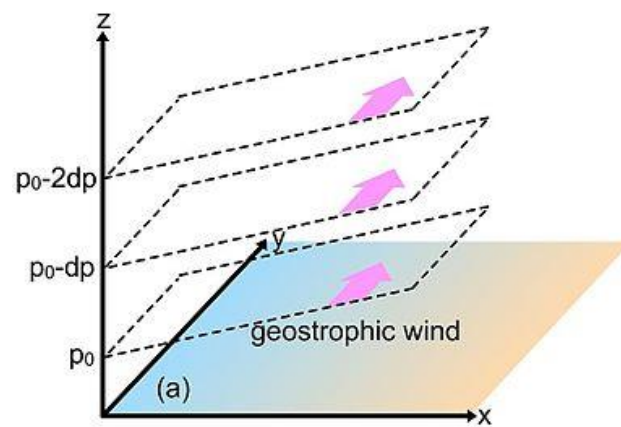


Fonte de Energia: Resulta da conversão de energia potencial (devida aos gradientes de temperatura) em energia cinética (levando ao movimento). Isso acontece quando massas de ar de diferentes temperaturas interagem.

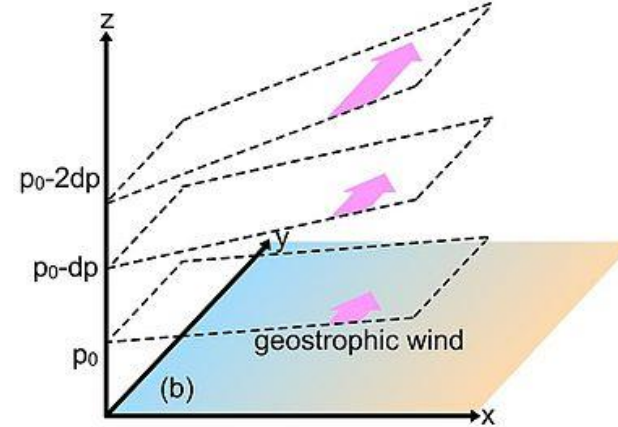




Características Principais da Instabilidade Baroclínica:



Barotropic Atmosphere



Baroclinic Atmosphere

Desenvolvimento de Ciclones: A instabilidade baroclínica é responsável pelo crescimento de ciclones de médias latitudes, à medida que a instabilidade gera distúrbios na atmosfera, que se amplificam e se intensificam em sistemas meteorológicos em grande escala.



Processo da Instabilidade Baroclínica:

Gradiente de Temperatura: Há uma diferença de temperatura horizontal entre duas regiões (por exemplo, ar quente perto do equador e ar frio perto dos polos).

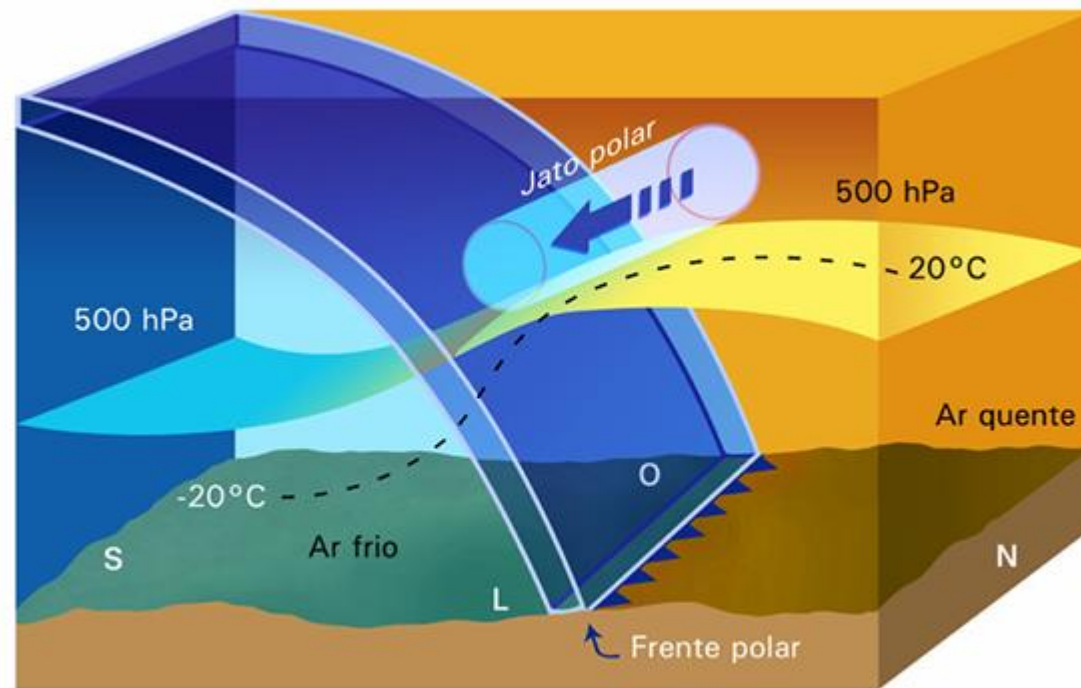
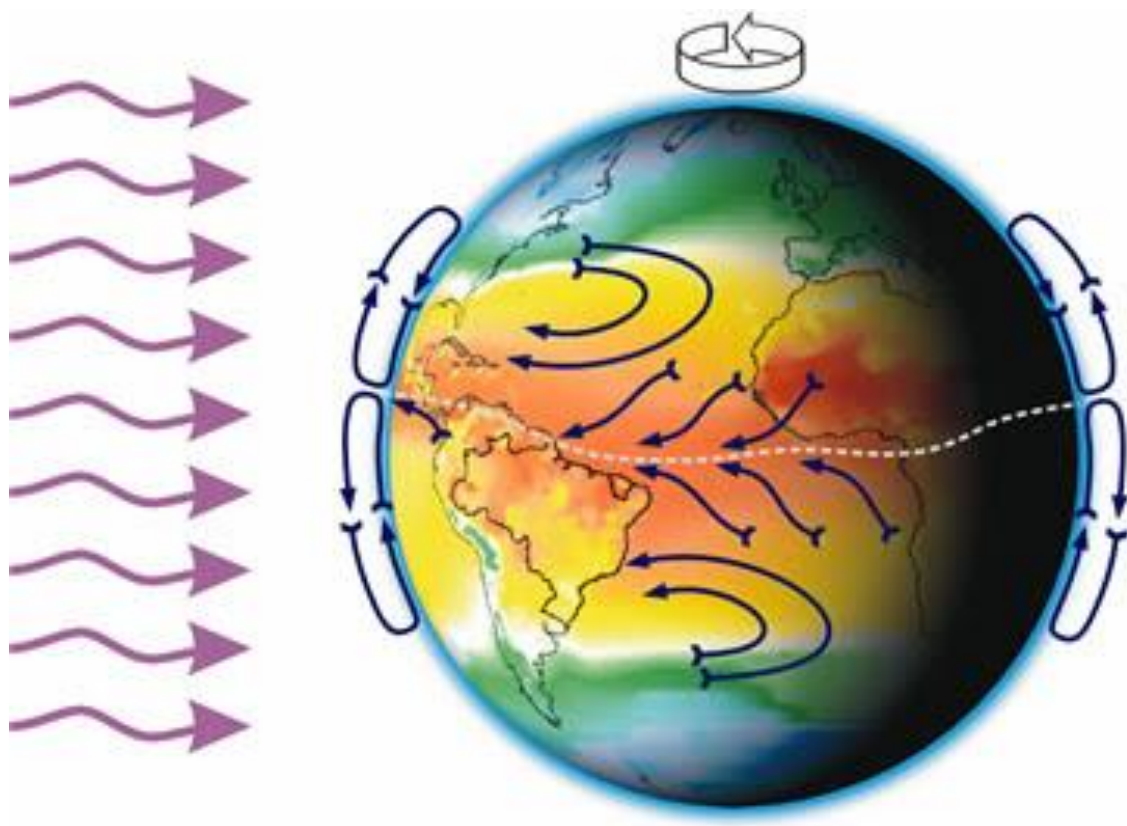


Figura 8.11: Representação da frente polar e do jato polar para o Hemisfério Sul.
/ Fonte: adaptado de AHRENS, 2010.

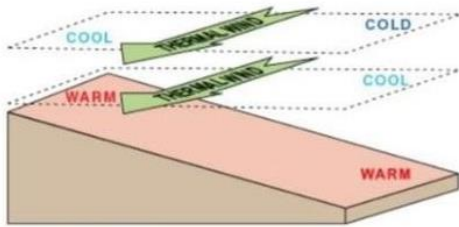


Processo da Instabilidade Baroclínica:

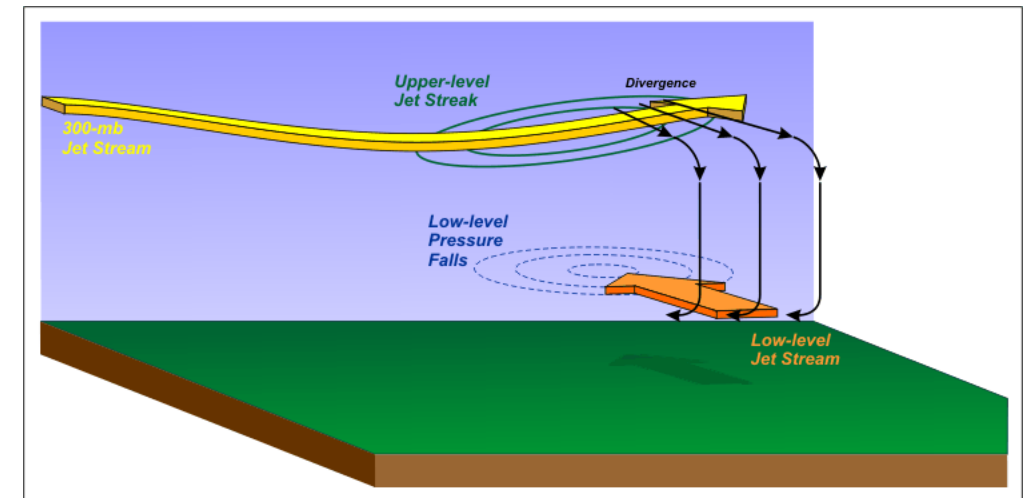
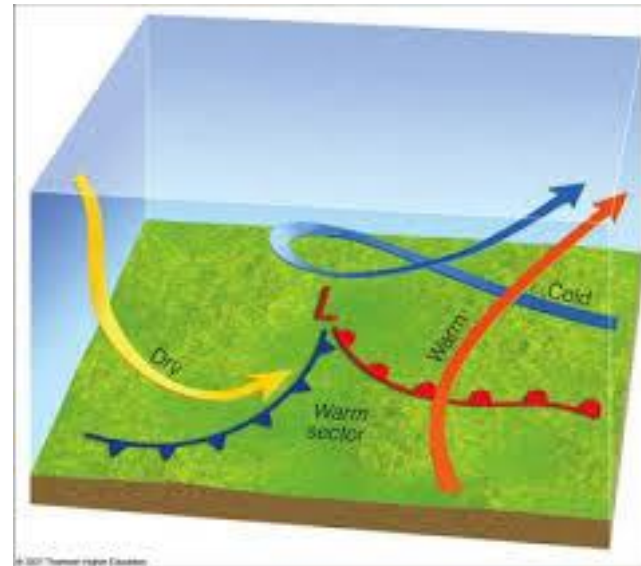
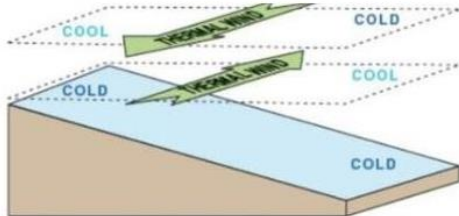
Cisalhamento Vertical do Vento: As velocidades do vento variam com a altura devido a essa diferença de temperatura. A atmosfera se torna "inclinada," significando que as isotermas (linhas de temperatura constante) não estão mais paralelas às isóbaras (linhas de pressão constante).

- 5) The following figure illustrates schematically how the thermal wind accommodates its diurnal oscillation in a scenario where upward sloping terrain takes place from East to West.

A:



B:



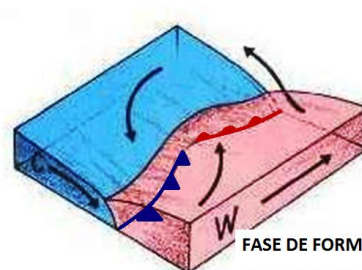
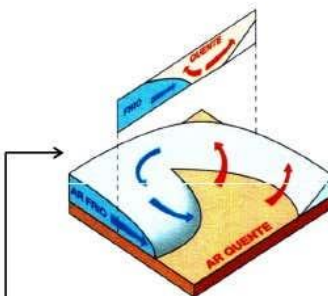
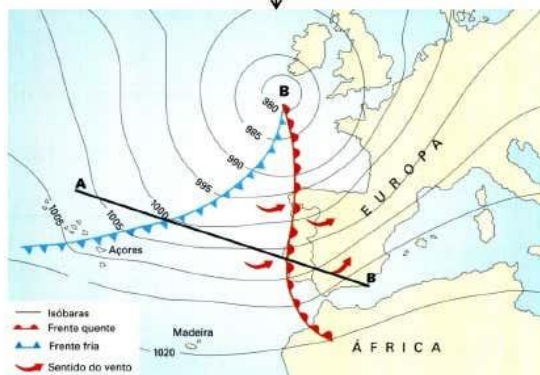
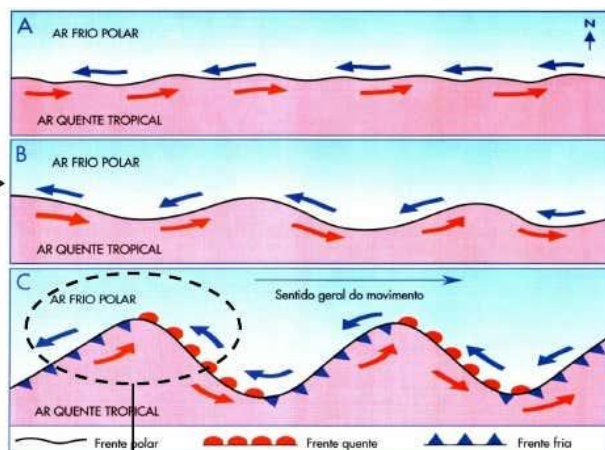
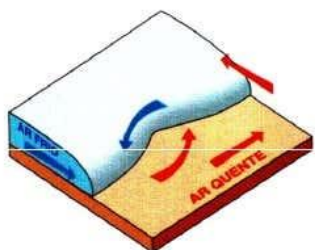
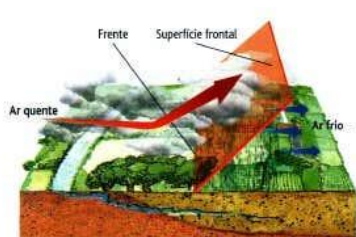
Dept. of Meteorology, The Pennsylvania State University

Identify and briefly explain which are the daytime and the nighttime conditions.

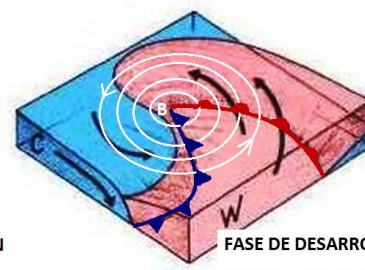


Processo da Instabilidade Baroclínica:

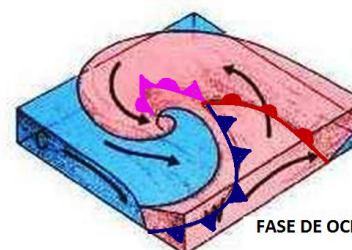
Crescimento de Perturbações: Pequenas perturbações, ou ondas, se formam na fronteira entre o ar quente e o ar frio. Essas perturbações crescem porque o ar mais quente e leve tende a subir, enquanto o ar mais frio e denso desce, levando a uma transferência de energia entre as diferentes camadas.



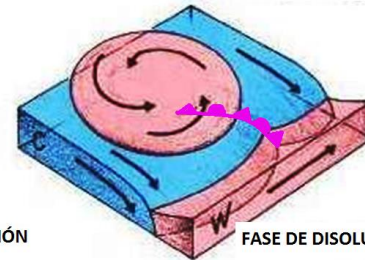
FASE DE FORMACIÓN



FASE DE DESARROLLO



FASE DE OCLUSIÓN



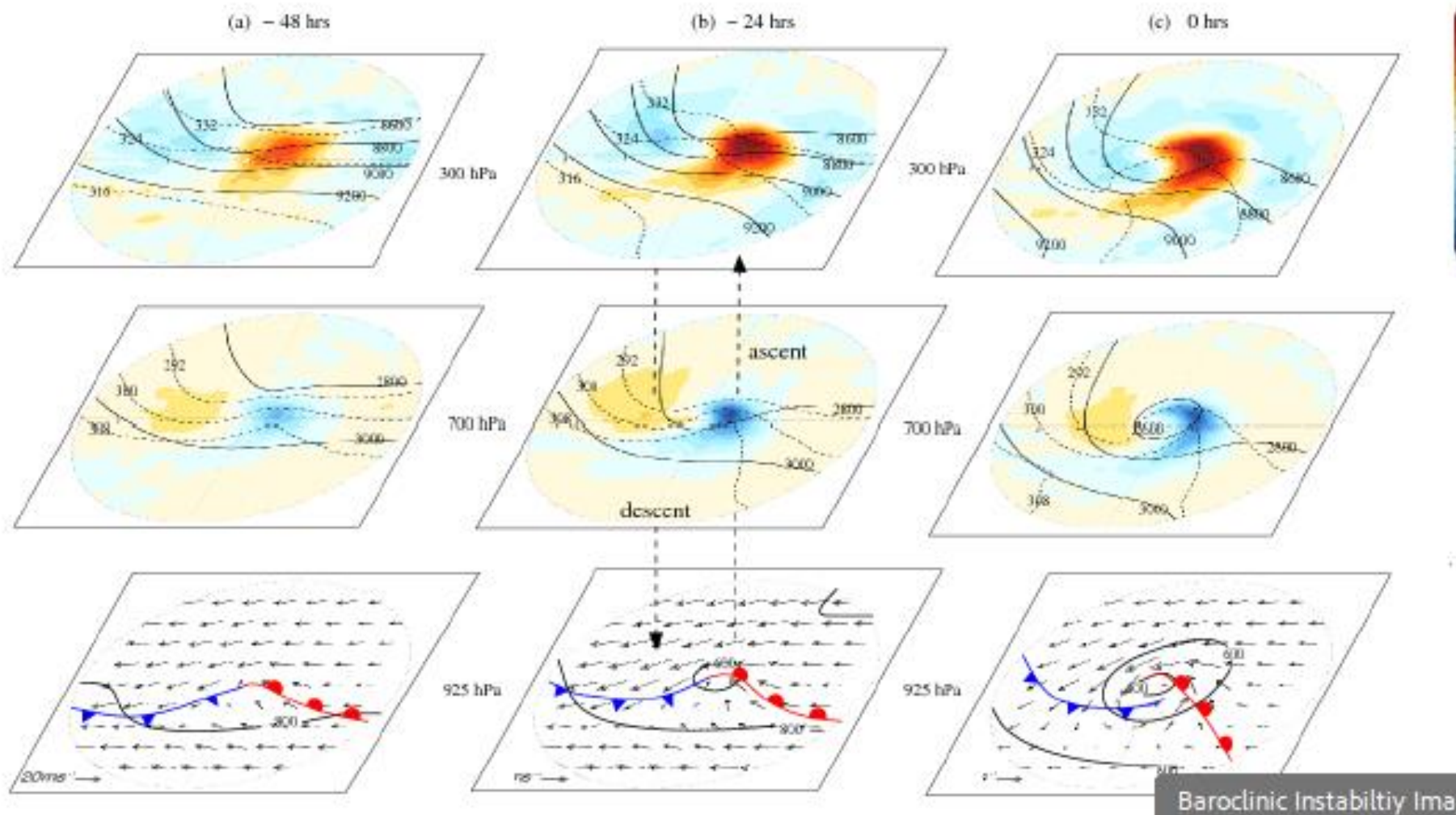
FASE DE DISOLUCIÓN

FASES DE FORMACIÓN (CICLOGÉNESIS) Y DESACTIVACIÓN (CICLOLISIS) DE UNA BORRASCA ONDULATORIA DE DOBLE FRENTE



Processo da Instabilidade Baroclínica:

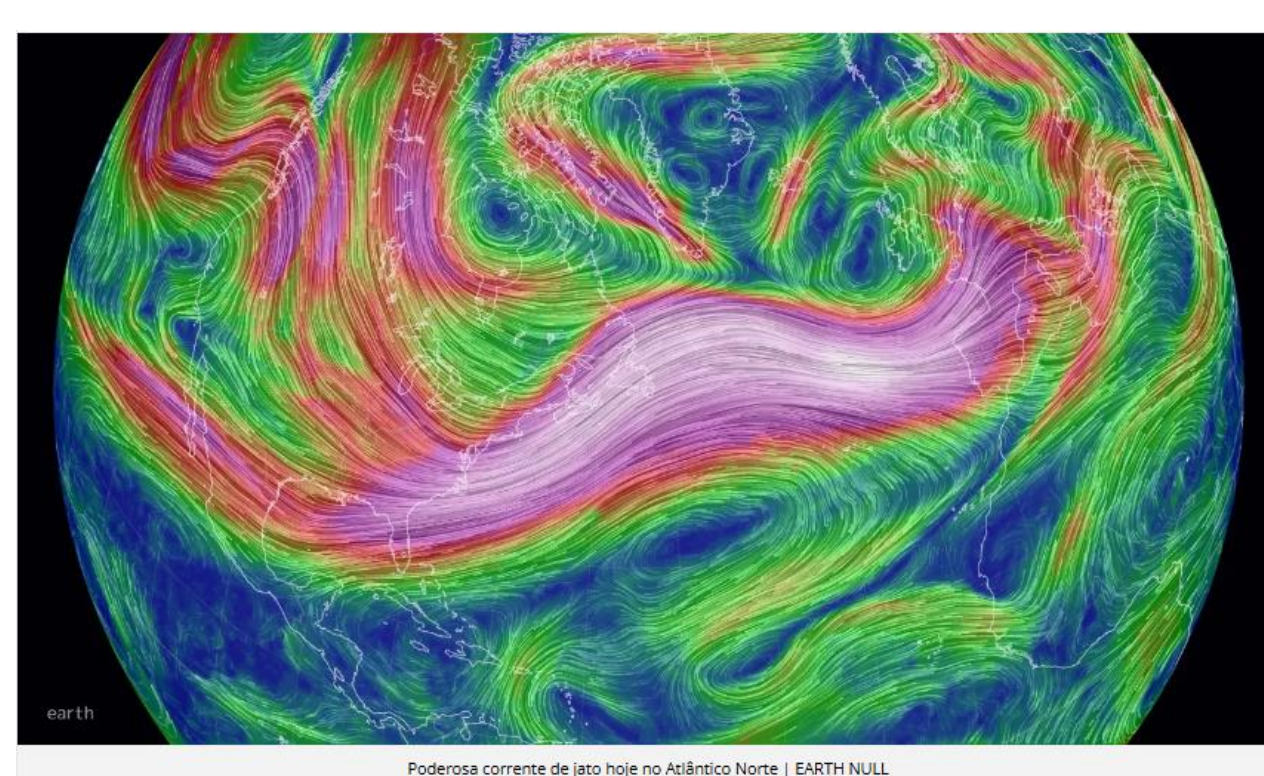
Crescimento de Perturbações: Pequenas perturbações, ou ondas, se formam na fronteira entre o ar quente e o ar frio. Essas perturbações crescem porque o ar mais quente e leve tende a subir, enquanto o ar mais frio e denso desce, levando a uma transferência de energia entre as diferentes camadas.



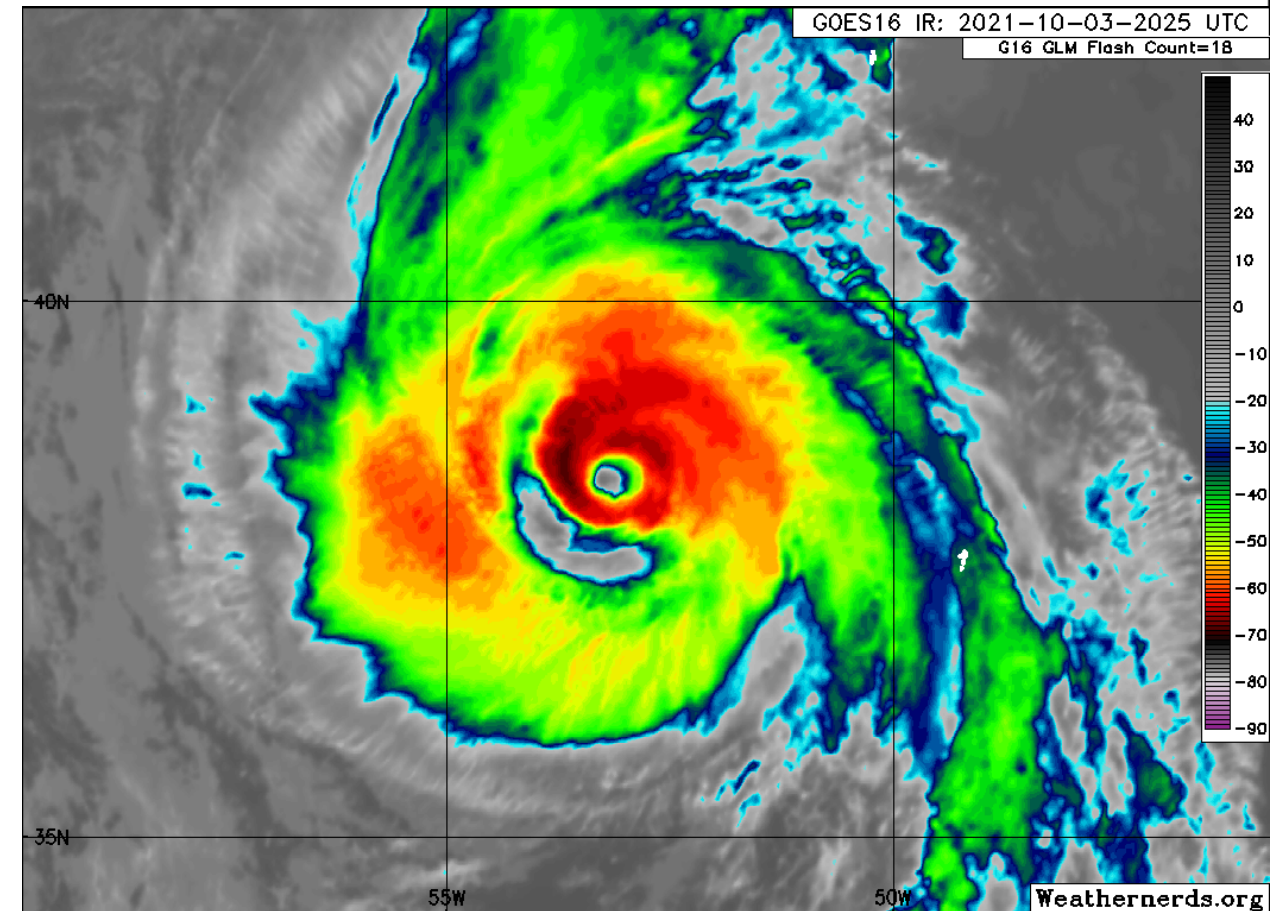


Processo da Instabilidade Baroclínica:

Formação de Sistemas Meteorológicos: À medida que esses distúrbios se amplificam, eles formam as ondas e vórtices que impulsionam o crescimento de ciclones e outros padrões climáticos em grande escala nas médias latitudes."



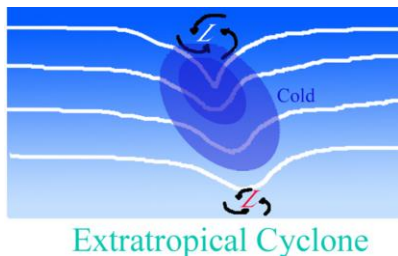
Poderosa corrente de jato hoje no Atlântico Norte | EARTH NULL





Impactos da Instabilidade Baroclínica:

Ciclogeneses: A instabilidade baroclínica é o principal motor da ciclogeneses, o processo pelo qual **os ciclones extratropical se formam e se intensificam**.



Ciclonegênese ExtraTropical

Milhares de km de diâmetro

Assimétrico, frontal

Formação em regiões **Baroclínicas**

Forte Cisalhamento Vertical

Intensificado (principalmente) pela advecção de temperatura

Núcleo **frio** (em toda troposfera) e inclinado para oeste

Ciclonegênese Tropical

Centenas de km de diâmetro

Simétrico, não frontal

Formação em regiões **Barotrópicas**

Fraco Cisalhamento vertical

Intensificado pela atividade convectiva

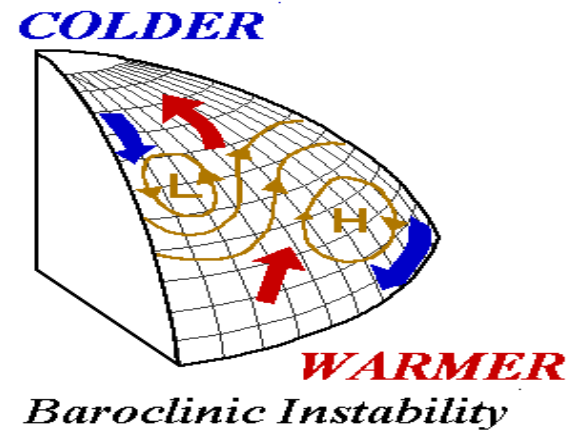
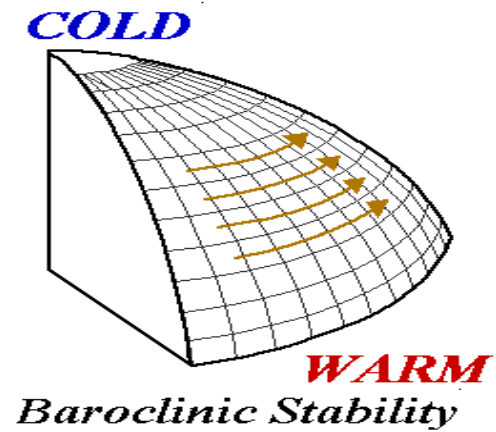
Núcleo **quente** (em toda a troposfera) e verticalmente alinhado

Ela leva ao desenvolvimento de sistemas de baixa pressão que dominam os padrões climáticos de médias latitudes.



Impactos da Instabilidade Baroclínica:

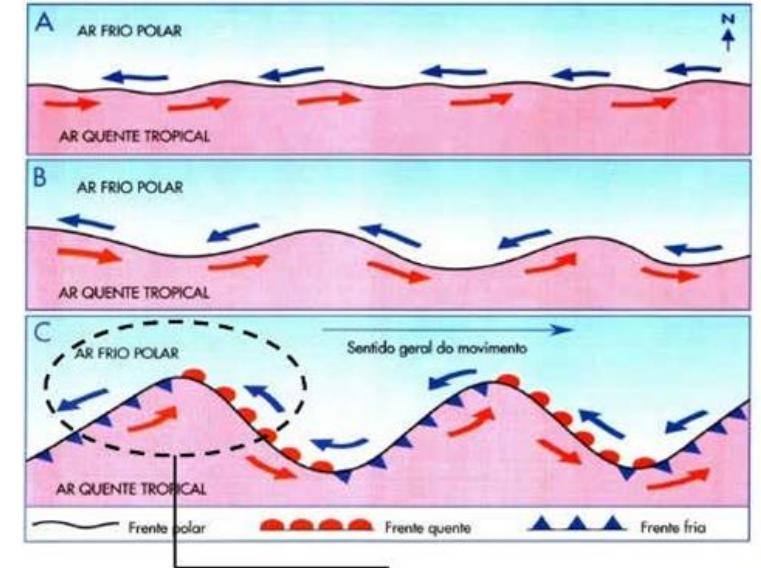
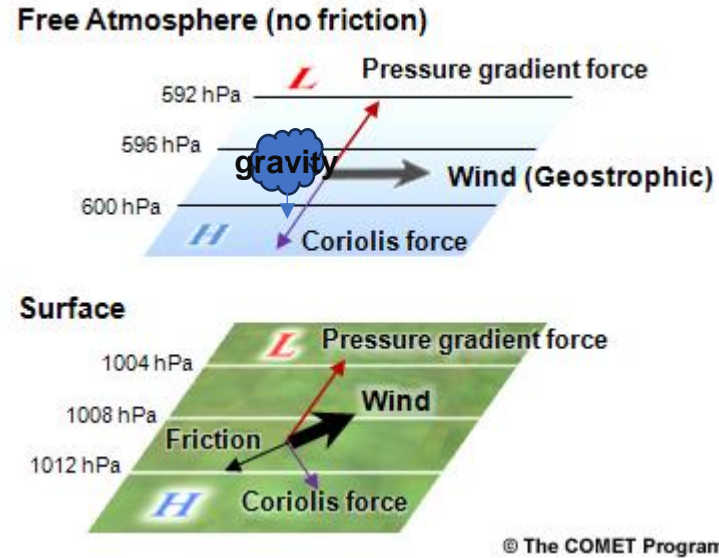
Transporte de Energia: É um mecanismo importante para o transporte de calor, umidade e momentum entre latitudes. Ajuda a equilibrar a diferença de temperatura entre o equador e os polos.





Ondas Atmosféricas

As ondas atmosféricas são distúrbios na atmosfera que se propagam devido às forças restauradoras, como pressão, gravidade e o efeito Coriolis.



Essas ondas podem existir em diferentes formas, incluindo **ondas de Rossby**, **ondas de gravidade** e **ondas de Kelvin**, cada uma desempenhando papéis distintos na circulação atmosférica."



1. Baroclinic Instability

Principais Tipos de Ondas Atmosféricas:

Ondas de Rossby: As ondas de Rossby (ou ondas planetárias) são ondas de grande escala que se desenvolvem devido à variação do efeito Coriolis com a latitude. Elas estão intimamente relacionadas à corrente de jato e influenciam os padrões climáticos em longas distâncias.

1. **Força Restauradora:** O efeito Coriolis, que varia com a latitude.
2. **Importância:** Essas ondas moldam os padrões climáticos nas latitudes médias, e, quando se tornam estacionárias ou de movimento lento, podem levar a condições meteorológicas prolongadas (por exemplo, bloqueios de altas pressões ou sistemas de baixa pressão).

Ondas de Gravidade: Ondas de gravidade ocorrem quando a flutuabilidade atua como uma força restauradora. Essas ondas são comuns tanto na atmosfera quanto nos oceanos, onde podem se propagar vertical e horizontalmente.

1. **Força Restauradora:** Gravidade, que atua para restaurar as parcelas de ar deslocadas à sua posição de equilíbrio.
2. **Importância:** Ondas de gravidade são importantes para o transporte vertical de energia e momento, especialmente na alta atmosfera. Elas podem se dissipar e depositar energia, influenciando os padrões climáticos e a circulação em grandes altitudes.

Ondas de Kelvin: São um tipo especial de ondas que ficam presas perto do equador, influenciadas pela rotação da Terra.

1. **Força Restauradora:** Uma combinação do efeito Coriolis e da gravidade.
2. **Importância:** As ondas de Kelvin são importantes na dinâmica dos fenômenos equatoriais, como o El Niño-Oscilação Sul (ENSO), onde ajudam a transferir calor através do Oceano Pacífico equatorial.



1. Baroclinic Instability

Conexão entre Instabilidade Baroclínica e Ondas Atmosféricas:

Formação de Ondas: A instabilidade baroclínica é um fator chave na geração de ondas atmosféricas de grande escala, como as ondas de Rossby. O crescimento dessas instabilidades cria os padrões de ondas que observamos nos sistemas climáticos de latitudes médias.

Crescimento de Ondas: A instabilidade baroclínica amplifica pequenos distúrbios em grandes ondas, levando ao desenvolvimento de ciclones e anticiclones. Essas ondas frequentemente crescem e evoluem em ondas de Rossby.

Transporte de Energia: Ondas baroclínicas, por meio de sua instabilidade, ajudam a transferir energia de regiões de alta energia potencial (gradientes de temperatura) para estados de menor energia. Esse processo é essencial para o equilíbrio térmico na atmosfera.



1. Baroclinic Instability

Resumo:

A **instabilidade baroclínica** surge em atmosferas onde existem gradientes de temperatura e cisalhamento vertical do vento, impulsionando o crescimento de distúrbios que levam à formação de ciclones e padrões climáticos de grande escala.

As **ondas atmosféricas**, como as ondas de Rossby, de gravidade e de Kelvin, são fundamentais para a transferência de energia e momento na atmosfera. Elas são influenciadas por várias forças restauradoras, incluindo o efeito Coriolis e a gravidade.

Interconexão: A instabilidade baroclínica é frequentemente responsável por gerar ondas atmosféricas, particularmente nas latitudes médias, influenciando o desenvolvimento de sistemas climáticos de grande escala, como ciclones e anticiclones.



Instabilidade Baroclínica de Modo Normal: Um Modelo de Duas Camadas

A instabilidade baroclínica de modo normal é um conceito importante em meteorologia que descreve como distúrbios na atmosfera podem crescer e se intensificar, levando à formação de sistemas de tempo, como ciclones de médias latitudes. O **modelo de duas camadas** é uma simplificação usada para entender esse processo.



Modelo de Duas Camadas:

O modelo de duas camadas divide a atmosfera em duas camadas principais:

- 1.Camada superior** - Representa o ar mais frio e denso nas altitudes mais altas.
- 2.Camada inferior** - Representa o ar mais quente e leve nas altitudes mais baixas.



Mecanismo de Instabilidade Baroclínica:

1. Gradiente de Temperatura: Há uma diferença de temperatura entre as duas camadas, com o ar quente abaixo e o ar frio acima.

2. Cisalhamento Vertical de Vento: Devido ao gradiente de temperatura, há uma variação na velocidade dos ventos com a altura, criando um ambiente inclinado.

3. Perturbações: Pequenos distúrbios começam a crescer quando o ar quente sobe e o ar frio desce, trocando energia entre as camadas.

4. Amplificação das Ondas: As perturbações aumentam e se organizam em grandes sistemas de ondas, que podem resultar em ciclones e sistemas meteorológicos de larga escala.



Mesmo para um perfil de escoamento médio altamente idealizado, o tratamento matemático da instabilidade baroclínica em uma atmosfera continuamente estratificada é bastante complicado.

A atmosfera é representada por duas camadas discretas delimitadas por superfícies numeradas 0, 2 e 4 (geralmente consideradas como as superfícies de 0 hPa, 500 hPa e 1000 hPa, respectivamente), conforme mostrado na Fig. 8.2.

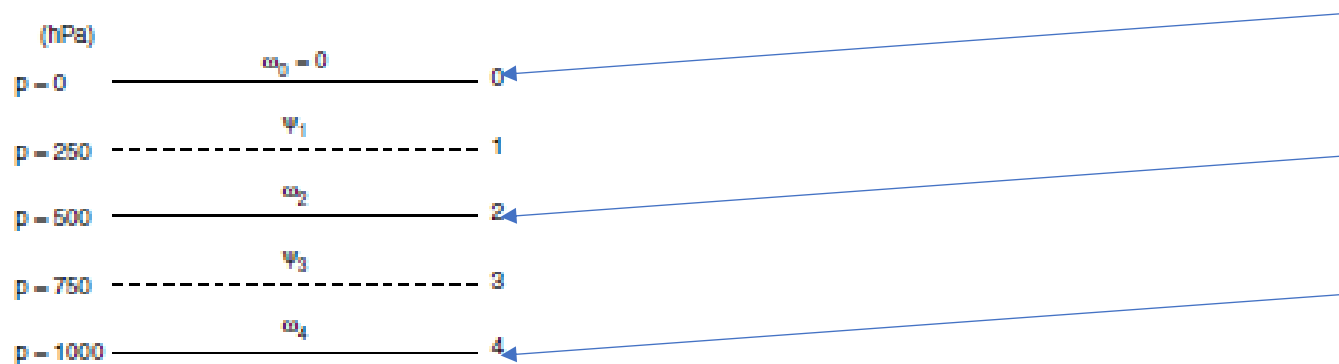


Fig. 8.2 Arrangement of variables in the vertical for the two-level baroclinic model.

A **equação de vorticidade quase-geostrófica para o plano β de médias latitudes** é aplicada aos níveis de 250 hPa e 750 hPa, designados por 1 e 3 na Fig. 8.2, enquanto a equação de energia termodinâmica é aplicada ao nível de 500 hPa, designado por 2 na Fig. 8.2.



Antes de escrever as equações específicas do modelo de duas camadas, é conveniente definir uma função de corrente geostrófica, $\psi \equiv \Phi/f_0$. Assim, o vento geostrófico (6.7) e a vorticidade geostrófica (6.15) podem ser expressos, respectivamente, com

$$\mathbf{V}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla \psi, \quad \zeta_g = \nabla^2 \psi \quad (8.1)$$

A equação de vorticidade quase-geostrófica (6.19) e a equação de energia termodinâmica hidrostática (6.13) podem então ser escritas em termos de ψ e ω como

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi + \mathbf{V}_\psi \cdot \nabla (\nabla^2 \psi) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (8.2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \psi}{\partial p} \right) = -\mathbf{V}_\psi \cdot \nabla \left(\frac{\partial \psi}{\partial p} \right) - \frac{\sigma}{f_0} \omega \quad (8.3)$$



Agora aplicamos a equação de vorticidade (8.2) nos dois níveis designados como 1 e 3, que estão no meio das duas camadas. Para fazer isso, devemos estimar o termo de divergência $\partial\omega/\partial p$ nesses níveis usando aproximações de diferenças finitas para as derivadas verticais:

$$\left(\frac{\partial\omega}{\partial p}\right)_1 \approx \frac{\omega_2 - \omega_0}{\delta p}, \quad \left(\frac{\partial\omega}{\partial p}\right)_3 \approx \frac{\omega_4 - \omega_2}{\delta p} \quad (8.4)$$

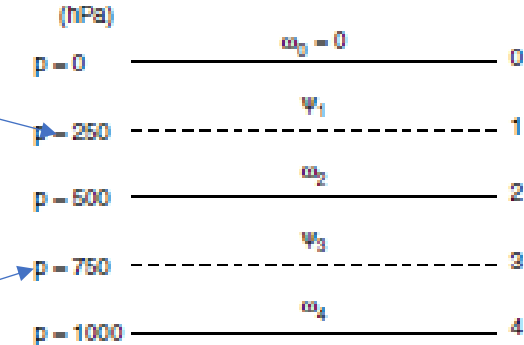


Fig. 8.2 Arrangement of variables in the vertical for the two-level baroclinic model.

onde $\delta p = 500$ hPa é o intervalo de pressão entre os níveis 0–2 e 2–4, e a notação de subscrito é usada para designar o nível vertical de cada variável dependente.

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_1 + \mathbf{V}_1 \cdot \nabla (\nabla^2 \psi_1) + \beta \frac{\partial \psi_1}{\partial x} = \frac{f_0}{\delta p} \omega_2 \quad (8.5)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_3 + \mathbf{V}_3 \cdot \nabla (\nabla^2 \psi_3) + \beta \frac{\partial \psi_3}{\partial x} = -\frac{f_0}{\delta p} \omega_2 \quad (8.6)$$

"onde utilizamos o fato de que $\omega_0 = 0$ e assumimos que $\omega_4 = 0$, o que é aproximadamente verdadeiro para uma superfície de limite inferior."



"Em seguida, escrevemos a equação de energia termodinâmica (8.3) no nível 2. Aqui, devemos avaliar $\partial\psi/\partial p$ usando a fórmula da diferença.

$$(\partial\psi/\partial p)_2 \approx (\psi_3 - \psi_1) / \delta p$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\psi}{\partial p} \right) = -\mathbf{V}_\psi \cdot \nabla \left(\frac{\partial\psi}{\partial p} \right) - \frac{\sigma}{f_0} \omega \quad (8.3)$$

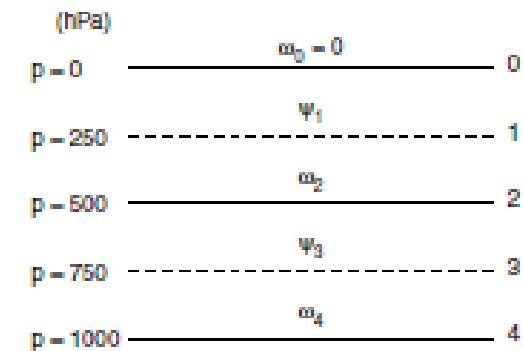


Fig. 8.2 Arrangement of variables in the vertical for the two-level baroclinic model.

$$\frac{\partial}{\partial t} (\psi_1 - \psi_3) = -\mathbf{V}_2 \cdot \nabla (\psi_1 - \psi_3) + \frac{\sigma \delta p}{f_0} \omega_2 \quad (8.7)$$

O primeiro termo no lado direito em (8.7) é a advecção da espessura de 250 a 750 hPa pelo vento em 500 hPa. No entanto, ψ_2 , a função de corrente de 500 hPa, não é um campo previsto neste modelo. Portanto, ψ_2 deve ser obtido por interpolação linear entre os níveis de 250 e 750 hPa:"

$$\mathbf{V}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla \psi, \quad \zeta_g = \nabla^2 \psi \quad (8.1)$$

$$\psi_2 = (\psi_1 + \psi_3) / 2$$



$$\psi_2 = (\psi_1 + \psi_3) / 2 \qquad \mathbf{V}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla \psi, \quad \zeta_g = \nabla^2 \psi \qquad (8.1)$$

Se esta fórmula de interpolação for utilizada, (8.5)–(8.7) tornam-se um conjunto fechado de equações de previsão nas variáveis ψ_1 , ψ_3 e ω_2 .

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_1 + \mathbf{V}_1 \cdot \nabla (\nabla^2 \psi_1) + \beta \frac{\partial \psi_1}{\partial x} = \frac{f_0}{\delta p} \omega_2 \qquad (8.5)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_3 + \mathbf{V}_3 \cdot \nabla (\nabla^2 \psi_3) + \beta \frac{\partial \psi_3}{\partial x} = -\frac{f_0}{\delta p} \omega_2 \qquad (8.6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\psi_1 - \psi_3) = -\mathbf{V}_2 \cdot \nabla (\psi_1 - \psi_3) + \frac{\sigma \delta p}{f_0} \omega_2 \qquad (8.7)$$



Análise de Perturbação Linear

Para manter a análise o mais simples possível, assumimos que as funções de corrente ψ_1 e ψ_3 **consistem em partes do estado básico que dependem linearmente apenas de y , além de perturbações que dependem apenas de x e t .** Assim, temos:

$$\begin{aligned}\psi_1 &= -U_1 y + \psi'_1(x, t) \\ \psi_3 &= -U_3 y + \psi'_3(x, t) \\ \omega_2 &= \omega'_2(x, t)\end{aligned}\tag{8.8}$$

As velocidades zonais nos níveis 1 e 3 são então constantes com os valores U_1 e U_3 , respectivamente. Assim, o campo de perturbação tem apenas componentes de velocidade meridional e vertical.

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U_1 \frac{\partial}{\partial x}\right) \frac{\partial^2 \psi'_1}{\partial x^2} + \beta \frac{\partial \psi'_1}{\partial x} = \frac{f_0}{\delta p} \omega'_2\tag{8.9}$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U_3 \frac{\partial}{\partial x}\right) \frac{\partial^2 \psi'_3}{\partial x^2} + \beta \frac{\partial \psi'_3}{\partial x} = -\frac{f_0}{\delta p} \omega'_2\tag{8.10}$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U_m \frac{\partial}{\partial x}\right) (\psi'_1 - \psi'_3) - U_T \frac{\partial}{\partial x} (\psi'_1 + \psi'_3) = \frac{\sigma \delta p}{f_0} \omega'_2\tag{8.11}$$



Análise de Perturbação Linear

$$\psi_m \equiv (\psi'_1 + \psi'_3) / 2; \quad \psi_T \equiv (\psi'_1 - \psi'_3) / 2 \quad (8.14)$$

$$U_m \equiv (U_1 + U_3) / 2, \quad U_T \equiv (U_1 - U_3) / 2$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + U_m \frac{\partial}{\partial x} \right] \frac{\partial^2 \psi_m}{\partial x^2} + \beta \frac{\partial \psi_m}{\partial x} + U_T \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 \psi_T}{\partial x^2} \right) = 0 \quad (8.15)$$

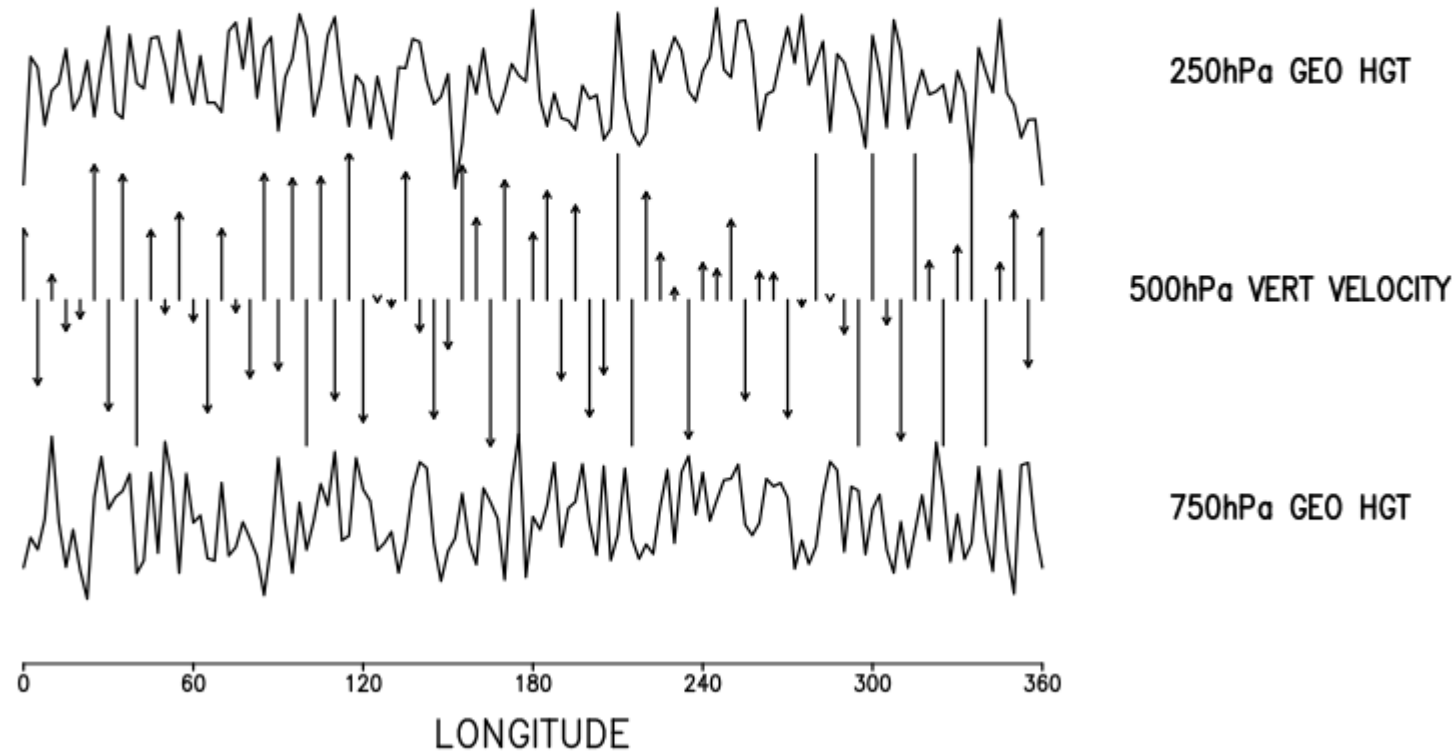
8.16

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + U_m \frac{\partial}{\partial x} \right] \left(\frac{\partial^2 \psi_T}{\partial x^2} - 2\lambda^2 \psi_T \right) + \beta \frac{\partial \psi_T}{\partial x} + U_T \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 \psi_m}{\partial x^2} + 2\lambda^2 \psi_m \right) = 0$$

"onde $\lambda^2 \equiv f^2_0 / [\sigma(\delta p)^2]$. As equações (8.15) e (8.16) governam a evolução das vorticidades de perturbação barotrópica (média vertical) e baroclínica (térmica), respectivamente.



BAROCLINIC DEVELOPMENT IN 2-LAYER MODEL 31-DAY RUN FROM RANDOM INITIAL CONDITIONS





Equações Governantes do estado médio da atmosfera



Media de Reynolds $A = \bar{A} + A'$

Lei dos gases

$$\bar{p} = \bar{\rho} R_d \bar{T}_v$$

Temperatura virtual

$$\bar{T}_v = T(1 + 0.61q_v - q_l)$$

Necessita ser
parameterizado !

2nd ordem

Conservação
de momentum

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f_c \varepsilon_{ij3} \bar{u}_j - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x_i} + \frac{\nu \partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j^2} - \frac{\partial (\overline{u'_i u'_j})_{sfc}}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u'_i u'_j})_{pbl}}{\partial x_j}$$

Advecção media gravidade Coriolis Grad. Pressão Viscous stress Processos Turbulento de superfície Transporte Turbulento pbl

Eq. continuidade

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} = 0$$

Conservação
de calor

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = -\frac{1}{\bar{\rho} c_p} \frac{\partial \bar{F}_j}{\partial x_j} - \frac{L_v E}{\bar{\rho} c_p} - \frac{\partial (\overline{u'_i \theta'})_{sfc}}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u'_i \theta'})_{pbl}}{\partial x_j}$$

Advecção media Radiação Liberação Calor Latente Processos Turbulento de Superfície Transporte Turbulento pbl

Conservação
de agua total

$$\frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial x_j} = \frac{S_{q_t}}{\bar{\rho}} - \frac{\partial (\overline{u'_j q'_t})_{sfc}}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u'_j q'_t})_{pbl}}{\partial x_j}$$

Advecção media Precipitação Processos Turbulento de Superfície Transporte Turbulento pbl



A partir das equações governantes do estado média da atmosfera.

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \theta} \left(U \frac{\partial U}{\partial \lambda} + V \cos \theta \frac{\partial U}{\partial \theta} \right) + \dot{\eta} \frac{\partial U}{\partial \eta} - fV + \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + R_d T_v \frac{\partial \ln p}{\partial \lambda} \right) = F_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \theta} \left(U \frac{\partial V}{\partial \lambda} + V \cos \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \dot{\eta} \frac{\partial V}{\partial \eta} + fU + \frac{\cos \theta}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \theta} + R_d T_v \frac{\partial \ln p}{\partial \theta} \right) + \frac{\sin \theta}{a \cos^2 \theta} (U^2 + V^2) = F_v \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \theta} \left(U \frac{\partial T}{\partial \lambda} + V \cos \theta \frac{\partial T}{\partial \theta} \right) + \dot{\eta} \frac{\partial T}{\partial \eta} - \frac{\kappa T_v \omega}{(1 + (\delta - 1)q)p} = F_T \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \theta} \left(U \frac{\partial q}{\partial \lambda} + V \cos \theta \frac{\partial q}{\partial \theta} \right) + \dot{\eta} \frac{\partial q}{\partial \eta} = F_q \quad (4)$$

$\theta = \text{latitude}$
 $\lambda = \text{Longitude}$
 $U = \text{Velocidade Zonal}$

$$\frac{\partial \ln p_s}{\partial t} + \frac{1}{p_s} \int_0^1 \nabla \cdot \left(\mathbf{v}_H \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} + \frac{R_d T_v}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} = 0 \quad (6)$$



A partir das equações governantes do estado média da atmosfera.

Implemente utilizando o método de RungeKutta de 4 orden os cálculos de cada um dos termos das equações

[Index of /pesquisa/bam/paulo.kubota/externo/MET-576-4/scm_pgmet/datain \(inpe.br\)](http://ftp.cptec.inpe.br/pesquisa/bam/paulo.kubota/externo/MET-576-4/scm_pgmet/datain)

http://ftp.cptec.inpe.br/pesquisa/bam/paulo.kubota/externo/MET-576-4/scm_pgmet/datain/