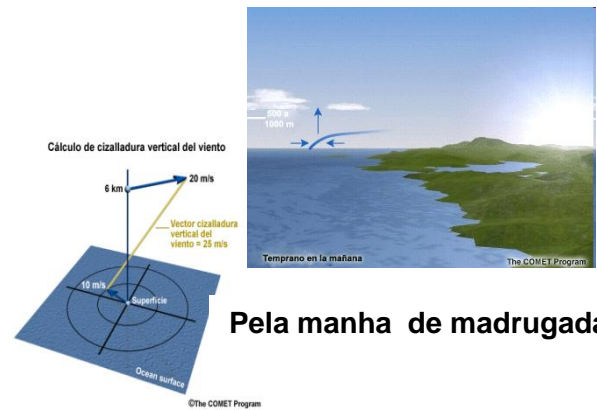


# Tema 3 - Aquecimento diferencial e os seus efeitos na circulação atmosférica

- ✓ Lembra do cálculo do:
  - ✓ cisalhamento vertical do vento;
  - ✓ Vento térmico

1 nó = 1,8 km/h

1 nó = 0.5 m/s



- A existência de ventos depende directamente da presença de diferenças horizontais de temperatura.
  - Gradientes térmicos horizontais de **grande escala** dão origem a movimentos de tipo convectivos. Que **sob a influencia da rotação produzem as configurações de circulação** geral observadas na atmosfera.
  - Gradientes horizontais de temperatura **locais** ou de pequena escala, **também** provocam movimentos do **tipo convectivos** para os quais a rotação da Terra são de importância secundaria. Tais sistemas de circulação local são extremamente importantes em regiões costeiras ou montanhosas, especialmente em latitudes tropicais e subtropicais.
- **Serão considerados neste capítulo os efeitos dos gradientes horizontais de  $T^a$  que produzem as configurações observadas**

# Efeito térmico globais

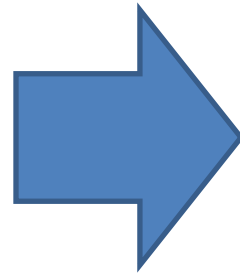
- A eq. Hipsométrica é bastante útil ao se descrever a relação entre as características observadas de circulação atmosférica e a presença das diferenças horizontais de temperatura. Se for considerada uma camada atmosférica entre a superfície, limitada acima pela superfície de pressão ( $p_2$ ) e abaixo e abaixo pela superfície de pressão ( $p_1$ )

$$z_2 - z_1 = \frac{R\bar{T}}{g} \operatorname{Ln}\left(\frac{p_1}{p_2}\right)$$

É evidente que a espessura é directamente proporcional a  $\bar{T}$ , da camada

$$z_2 - z_1 \propto \bar{T}$$

- onde a constante de proporcionalidade é  $R/g(p_1/p_2)$



$$z_2 - z_1 = \frac{R\bar{T}}{g} \text{Ln} \left( \frac{1000}{500} \right)$$

■ Em Regiões quentes a espessura é maior do que nas regiões frias

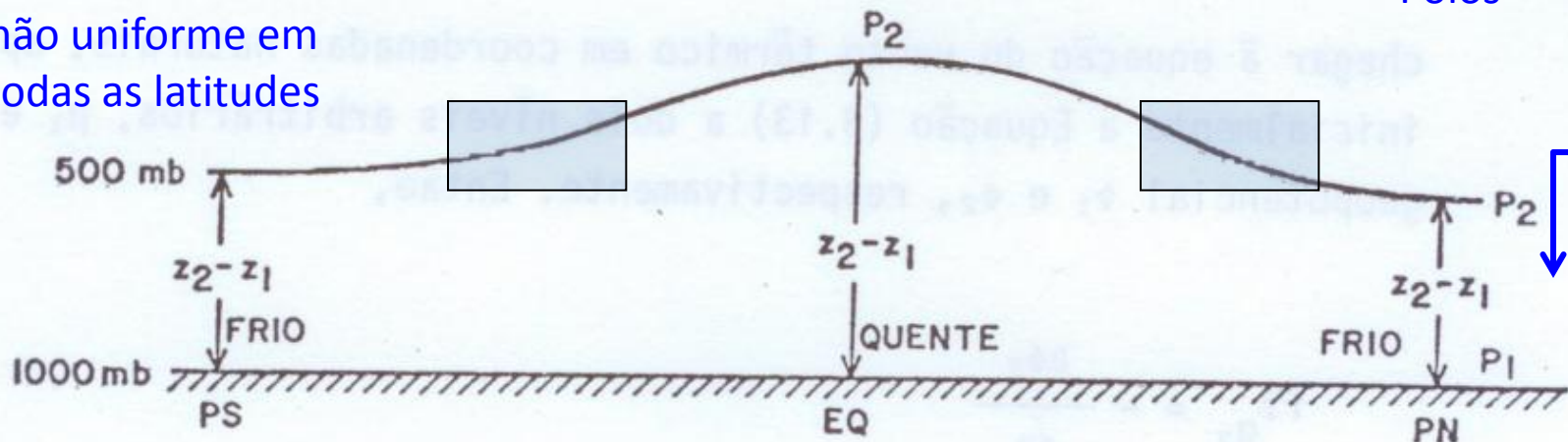
Para  $p_2 = 100$  hPa e  $p_1 = 500$  e admitindo que  $p_1$  é a pressão ao nível do mar, se pode determinar  $Z_2$  na superfície de Pressão  $p_2$

$Z_2?$

Seja o caso de ar quente no EQ. E frio Nos Pólos

Espessura máxima no EQ e mínima nos Pólos

Declive de P 500 hPa não uniforme em todas as latitudes



- Fig.3.1 – Secção transversal norte-sul simplificada que mostra a relação entre a espessura da camada e a temperatura média
- Consequentemente a altura da superfície de 500 hPa é máxima no EQ e mínima próxima dos pólos
- Ao ser as regiões tropicais uniformemente quentes e as polares uniformemente frias , faz com que as latitudes médias sejam regiões de fortes contrastes

- A Max. Inclinação da Sup. de 500 hPa coincide com a região de fortes contrastes térmicos . A eq. do  $V_g$  induz fortes ventos de W - Latitudes médias em ambos hemisférios

# Situação mais realista, onde a altura da superfície de **1000 hPa varia na direcção N-S**

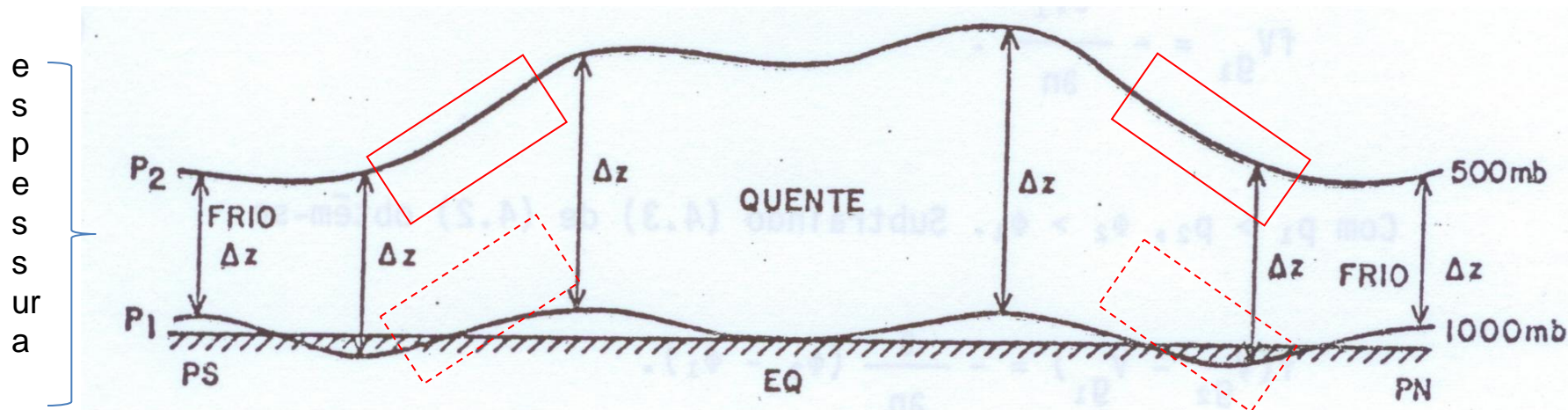


Fig.3.2 – Secção transversal norte-sul simplificada que mostra a relação entre a espessura da camada e a temperatura média para o caso em que  $p_1$  varia na direcção N-S

**Máxima inclinação da Supef. de 500 hPa coincide com região de forte contraste térmico o que. da eq. do Vg → a fortes Ventos de Oeste na latitudes medias**

- Conclusões semelhantes a Fig .anterior, **Os ventos máximos de Oeste ocorrem nas latitudes medias na troposfera media e superior**

– As **observações de ar superior** indicam que na maior parte das latitudes, excepto próximo ao equador, onde a força de Coriolis é fraca, os ventos na troposfera média e superior são de oeste.

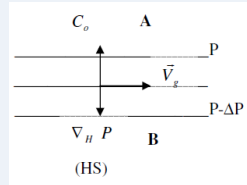
$$fV_g = -\frac{\partial\phi}{\partial n}$$

# POR QUE DE OESTE?

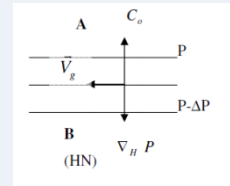
- Relembremos, da lei dos gases, que o ar frio é mais denso que o ar quente. Portanto, a pressão do ar decresce mais rapidamente numa coluna de ar frio que numa coluna de ar quente. A figura que segue mostra a distribuição de pressão resultante com a altura. Esta figura é uma secção transversal vertical através do Hemisfério Sul. A região quente equatorial está no lado direito do desenho e a região polar fria no lado esquerdo. As linhas representam a distribuição da média longitudinal da pressão com a altura e para simplificar a presente discussão, a pressão na superfície foi considerada a mesma em todas as latitudes.
- Sobre o equador, onde a temperatura é maior, a pressão decresce mais lentamente com a altura do que sobre as regiões polares. Consequentemente, em altitude a pressão é maior sobre os trópicos e menor sobre os pólos. Portanto, o gradiente de pressão resultante em altitude é dirigido dos pólos para o equador, sendo então a força de gradiente de pressão dirigida do equador para os pólos.

$$F_p = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$$

Lembra



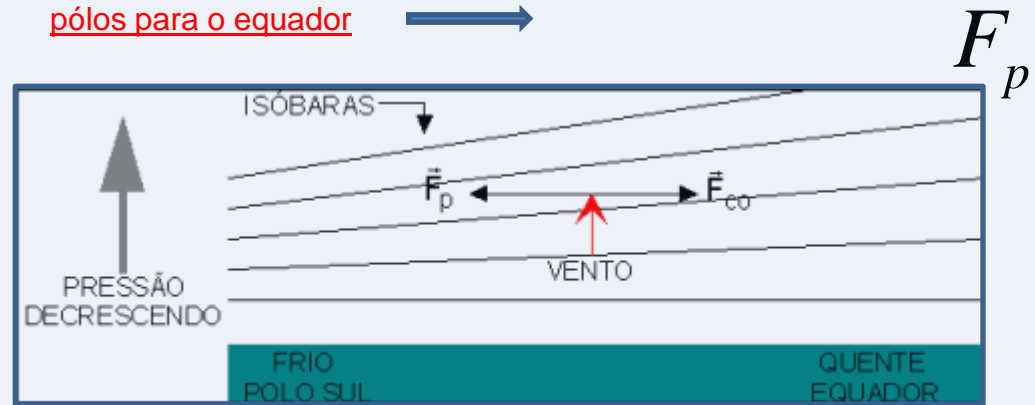
# POR QUE DE OESTE?



- **Adicionando o efeito da força de Coriolis, que se opõe à força de gradiente de pressão, chega-se ao vento geostrófico, de oeste para leste** (saindo da página). Como o gradiente de pressão equador-pólo tem tipicamente a distribuição mostrada, **ventos de oeste em altitude deveriam ser esperados e geralmente são observados**. Pode-se notar também que o gradiente norte-sul de pressão aumenta com a altitude, o que implica que o **vento também aumenta com a altitude**. Este aumento continua somente até a tropopausa. Aí os gradientes de temperatura são invertidos (é mais quente sobre os pólos). Assim, os ventos de oeste alcançam um máximo no topo da troposfera e decrescem para cima.

gradiente de pressão resultante em altitude é dirigido dos pólos para o equador →

$$F_p = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$$



**Mostra o gradiente de pressão em altitude que é responsável pela geração dos ventos de oeste em latitudes médias.**



- Em ambos os casos é evidente que os ventos de Oeste nas latitudes medias aumentam com o aumento da altura.
- Este **cisalhamento vertical do vento esta relacionado com o gradiente N-S** de temperatura. A ausência de gradiente horizontal de temperatura resultaria na ausência de **cisalhamento** vertical. Isto se pode ilustrar com o desenvolvimento do **vento térmico**
  - Definido com a diferencia como a diferencia dos Vg correspondentes a dois níveis diferentes.
- O termo de **vento térmico** resulta da relação entre o cisalhamento vertical e os gradientes horizontais de temperatura.
- Se consideramos que o vento esta em equilíbrio geostrófico aproximado, e, que o escoamento é zonal<sup>1</sup> para chegar a equação do vento térmico em CN

<sup>1</sup> u a componente *zonal* (positiva para leste)

# Vento térmico em CN será:

Aplicamos a Eq. do  $V_g$  a 2 níveis  $p_1$  e  $p_2$  com geopotencial  $\phi_1$  e  $\phi_2$

$$fV_{g_2} = -\frac{\partial\phi_2}{\partial n} \quad (2)$$

$$fV_{g_1} = -\frac{\partial\phi_1}{\partial n} \quad (3)$$

• Com  $p_1 > p_2$  e  $\phi_2 > \phi_1$

$$f(V_{g_2} - V_{g_1}) = -\frac{\partial}{\partial n} (\phi_2 - \phi_1) \quad (4)$$

■ Por definição o vento térmico é:

$$V_T = V_{g_2} - V_{g_1} \Rightarrow V_T = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial n} (\phi_2 - \phi_1) \quad (5)$$

# contrates térmicos gerais N-S

$$V_T = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial n} \phi_2 - \phi_1 \quad (5)$$

- Em termos de  $\bar{T}$  eliminando  $\phi_2 - \phi_1$

$$V_T = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial n} \phi_2 - \phi_1$$
$$z_2 - z_1 = \frac{R\bar{T}}{g} \text{Ln} \left( \frac{p_1}{p_2} \right)$$

Pela sua vez:

$$V_T = -\frac{R}{f} \text{Ln} \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial \bar{T}}{\partial n}$$

Tabela - RELAÇÃO ENTRE O CISALHAMENTO E O GRADIENTE TERMICO PARA OS 2 HEMISFERIOS

- Esta é a forma da **eq. do vento térmico**
- A tabela ilustra a relação entre o cisalhamento e o gradiente de  $T^a$ . Em, geral para o caso de ar quente no equador e ar frio nos pólos, os ventos de Oeste aumentam e **os ventos de Este diminuem com o aumento da altura**. Em outras palavras, o

**vector de cisalhamento é orientado para leste em ambos os hemisférios** e os ventos tendem a se tornar mais de **oeste com o aumento da altura**

Hemisfério	Vento geostrófico à superfície	$\frac{\partial T}{\partial n}$	$V_T$	Comentários $V_T = -\frac{R}{f} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial \bar{T}}{\partial n}$
HN	Oeste	-	+	Ventos de Oeste aumentam com a altura
	Leste	+	-	Ventos de Leste diminuem com a altura
HS	Oeste	+	+	Ventos de Oeste aumentam com a altura
	Leste	-	-	Ventos de Leste diminuem com a altura

Relação entre o cisalhamento e o gradiente de temperatura para os hemisférios Norte e Sul

o gradiente norte-sul de pressão aumenta com a altitude, o que implica que o **vento também aumenta com a altitude.**

- **Para aplicação geral do conceito do  $V_T$  á atmosfera é melhor considerar a eq. do  $V_T$  na sua forma vectorial.** Desprezamos o termo **da aceleração** ,  $dV/dt$ , na eq vectorial do movimento em coordenadas de pressão

$$\frac{dV}{dt} + fk \times V = -\nabla p \bullet \phi$$

- o  $V_g$  será assim

$$fk \times V_g = -\nabla \phi \quad (7)$$

- Resolvendo para  $v_g$

$$V_g = \frac{1}{f} k \times \nabla \phi \quad (8)$$

**Se a Eq. (8) for aplicada a 2 níveis arbitrários  $p_1$  e  $p_2$  com as correspondentes superfícies geopotenciais  $\phi_1$  e  $\phi_2$  e subtraindo a eq. aplicada a  $p_1$  da Eq. aplicada a  $p_2$ , temos:**

$$V_{g_2} - V_{g_1} = \frac{1}{f} k \times \nabla \phi_2 - \phi_1 \quad (3.9)$$

Definido o vector do vento térmico

$$V_T = V_{g_2} - V_{g_1} \quad (3.10)$$

**(3.9) pode ser escrita como**

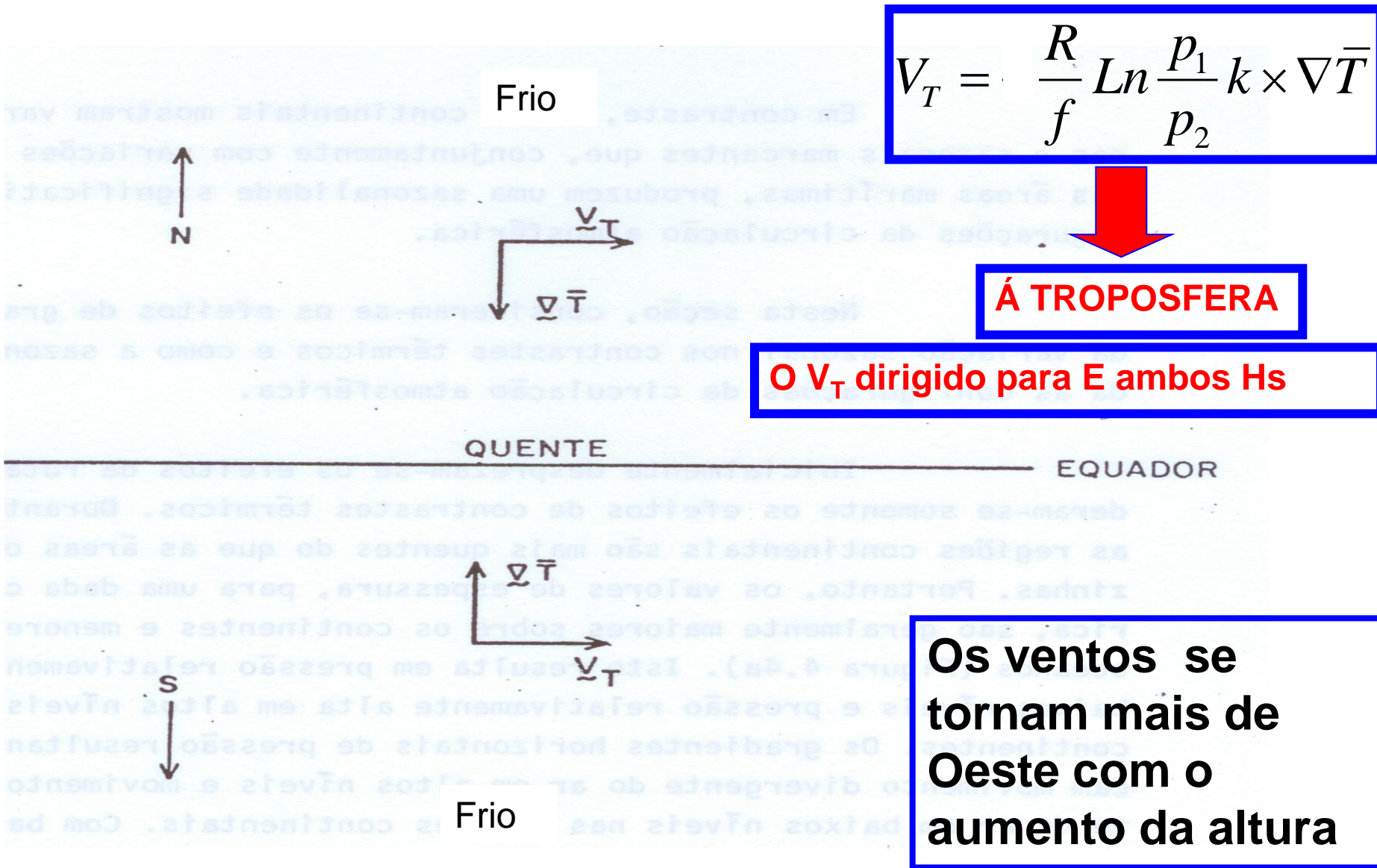
Tendo em conta a 3.10 e a eq. hipsométrica



$$V_T = \frac{R}{f} \ln \frac{p_1}{p_2} k \times \nabla \bar{T} \quad (3.11)$$

Aplicando a eq. anterior (3.11) à troposfera vemos que o  $V_T$  esta dirigido para Este em ambos hemisférios.

Confiram os resultados previos de que, em geral se tornam de Oeste com o aumento da altura



**Fig. 3.3 - Relação entre o gradiente da temperatura média e o vento térmico**

# Diferencias continentais – oceânicas (grande – escala)

Longitudinal

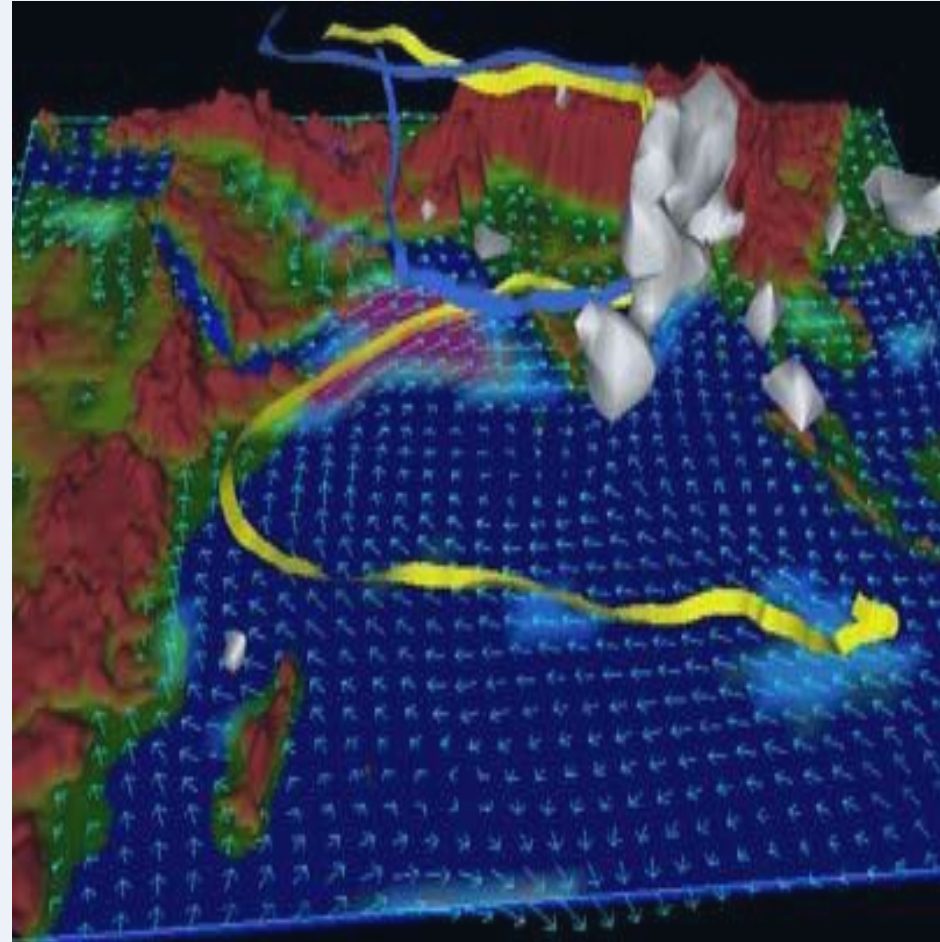


- Ao lado dos **contrates térmicos gerais N-S**, existe considerável **variação na direcção E-W** em virtude das diferenças nas **propriedades térmicas entre continente e água**.
- A água tende a distribuir calor através das profundidades bastante grandes pelas correntes de convecção
- Conclusão
  - a T a superfície de oceanos e grandes lagos não varia muito com respeito á variação diurna e sazonal da forçante solar

- Em contraste, áreas continentais mostram variações diurnas e sazonais marcantes que, junto com as variações mais suaves nas áreas marítimas, produzem uma sazonalidade significativa nas configurações da circulação atmosférica
- **Nesta secção se consideram os efeitos de grande escala da variação sazonal nos contrastes térmicos e como a sazonalidade padroniza as configurações da circulação atmosférica.**
  - **Inicialmente se despreza os efeitos de rotação e só se consideram os efeitos de contraste térmicos**

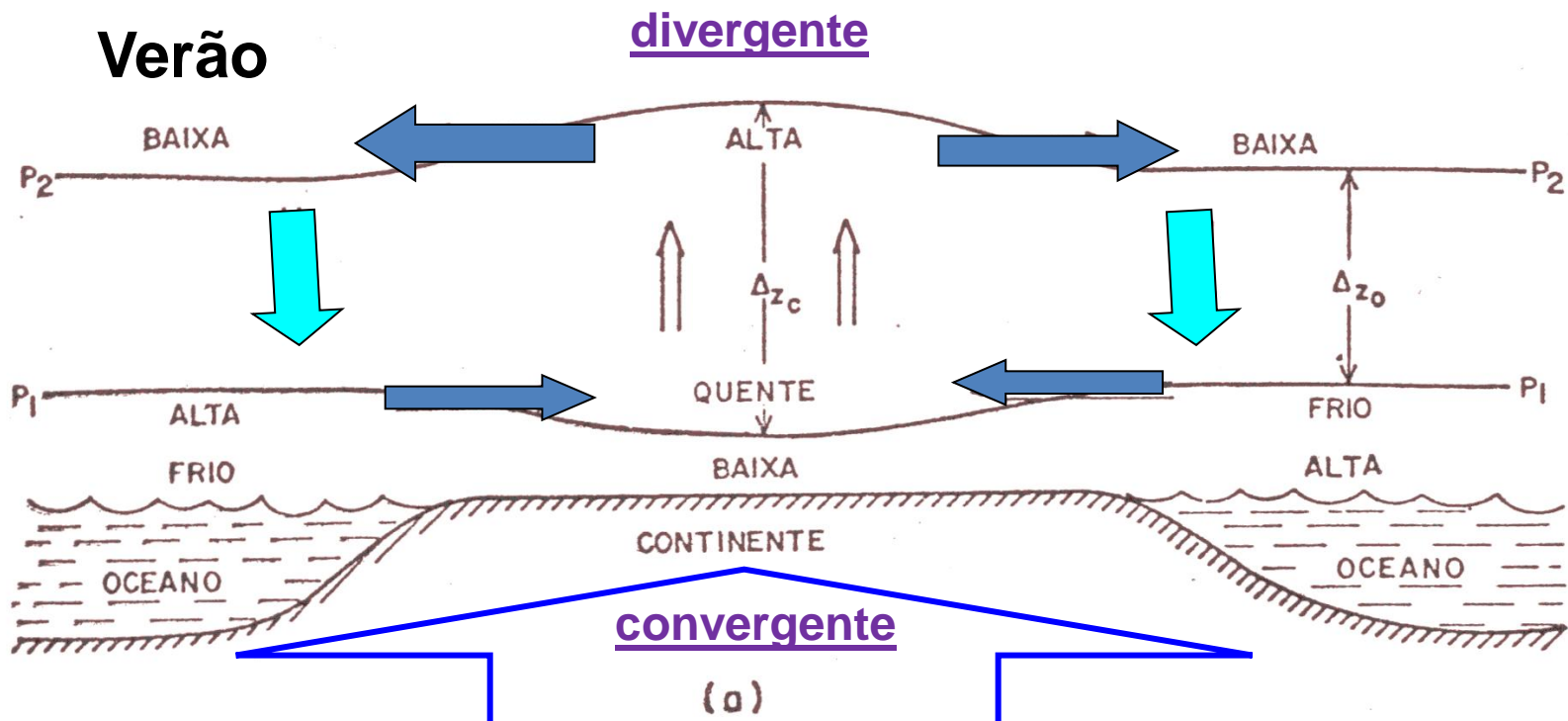
Lembra

- *The Monsoons result from the combination of 3 factors:*
  - Aquecimento diferencial entre continentes e oceanos
  - Força de Coriolis
  - Calor latente (armazena ou liberta calor)



## Considerando só os efeitos de **contraste térmico**

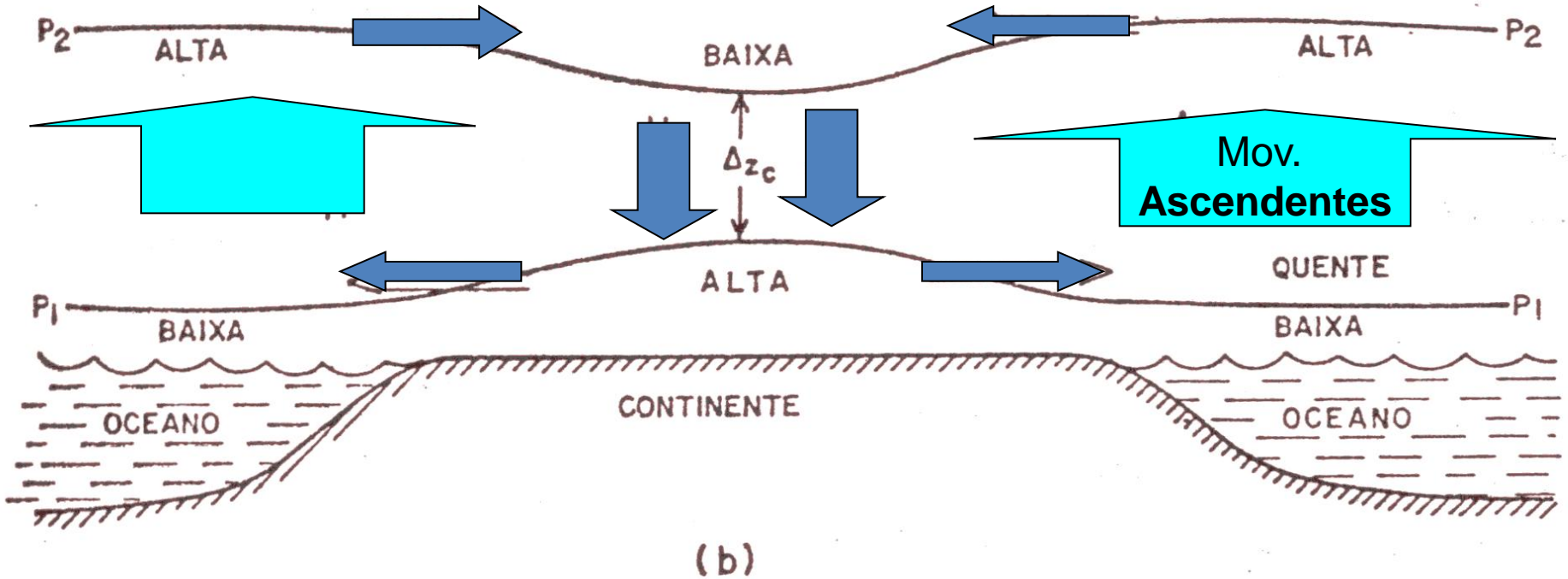
- Durante o **verão**, as regiões **continentais** são **mais quentes** que as áreas oceânicas vizinhas. Logo, os valores de **espessura**, para uma dada camada isobárica, **são maiores sobre o continente** e **menores sobre o oceano**. Isto resulta em **pressão relativamente baixa em baixos níveis e pressão relativamente alta em altos níveis, sobre o continente**
- Os gradientes horizontais de pressão resultantes **provocam movimento divergente de ar em altos níveis e movimento convergente do ar em baixos níveis nas regiões continental**



■ O movimento ascendente sobre os continentes

Fig. 3.4 a) Contrastes térmicos entre regiões continentais e oceânicas e a configuração da circulação resultante para (Verão) Os níveis pressão  $p_1$  e  $p_2$  se encontram na troposfera inferior e superior, respectivamente.

# Inverno



encontrada em áreas continentais, ao mesmo tempo que a baixa pressão se encontra nos altos níveis.

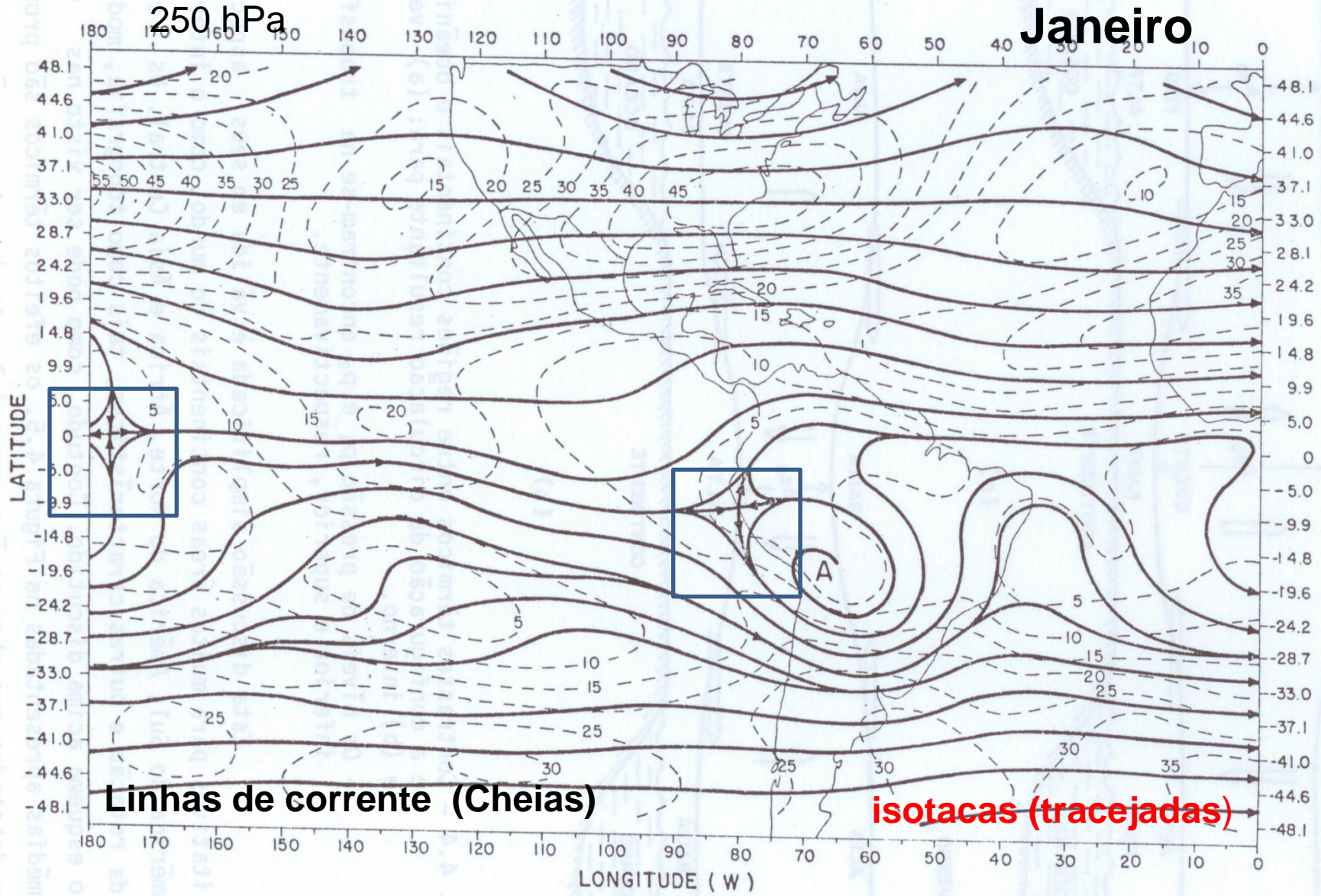
- A circulação produz convergência em altos níveis e divergência em baixos níveis, por continuidade, provoca movimento subsidente nos níveis médios

- Esta é uma discussão simplista, é válida em seus aspectos **qualitativos** para muitas áreas continentais do mundo, como no interior de América do Sul, América do Norte, África e Ásia Central. Os efeitos de **rotação** e outras características, tais como a **topografia, modificam o esquema anterior**, Com todo, os efeitos térmicos podem ser detectados na observação da Fig seguinte

Cartas medias mensais : **Linha de corrente (linhas cheias)** e **isotacas (tracejadas)** ao nível de 250 hPa meses de Janeiro e Julho

*Líneas de corriente* Por definición, una *línea de corriente* es una línea tangente al vector velocidad en cada punto (dicho de otra forma, el vector velocidad . **Matematicamente  $\mathbf{V} \times \delta \mathbf{r} = 0$**



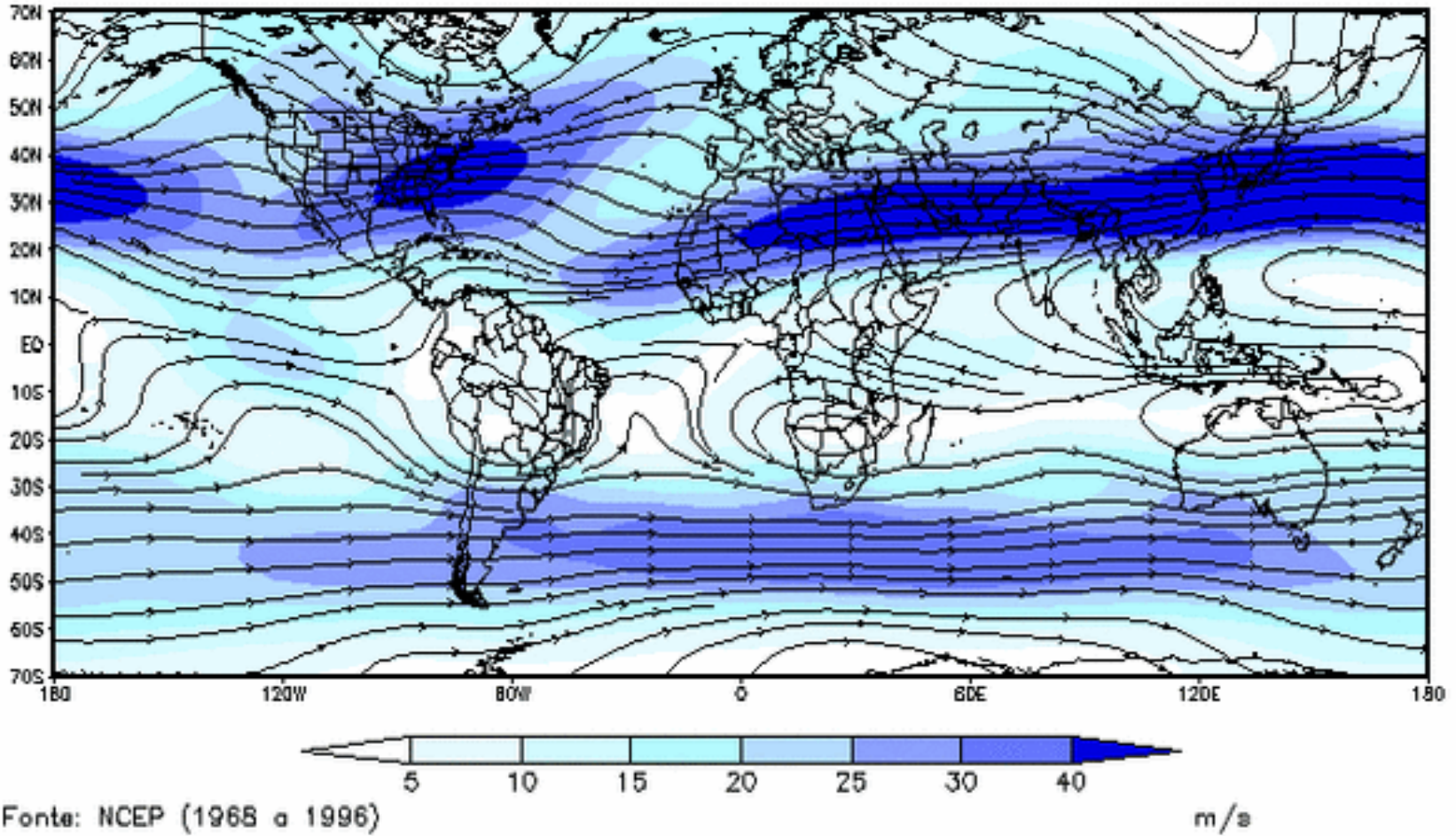


- (baixa latitude e altura topográfica inverte Verão e inverno Efeitos térmicos são observados em América de Norte

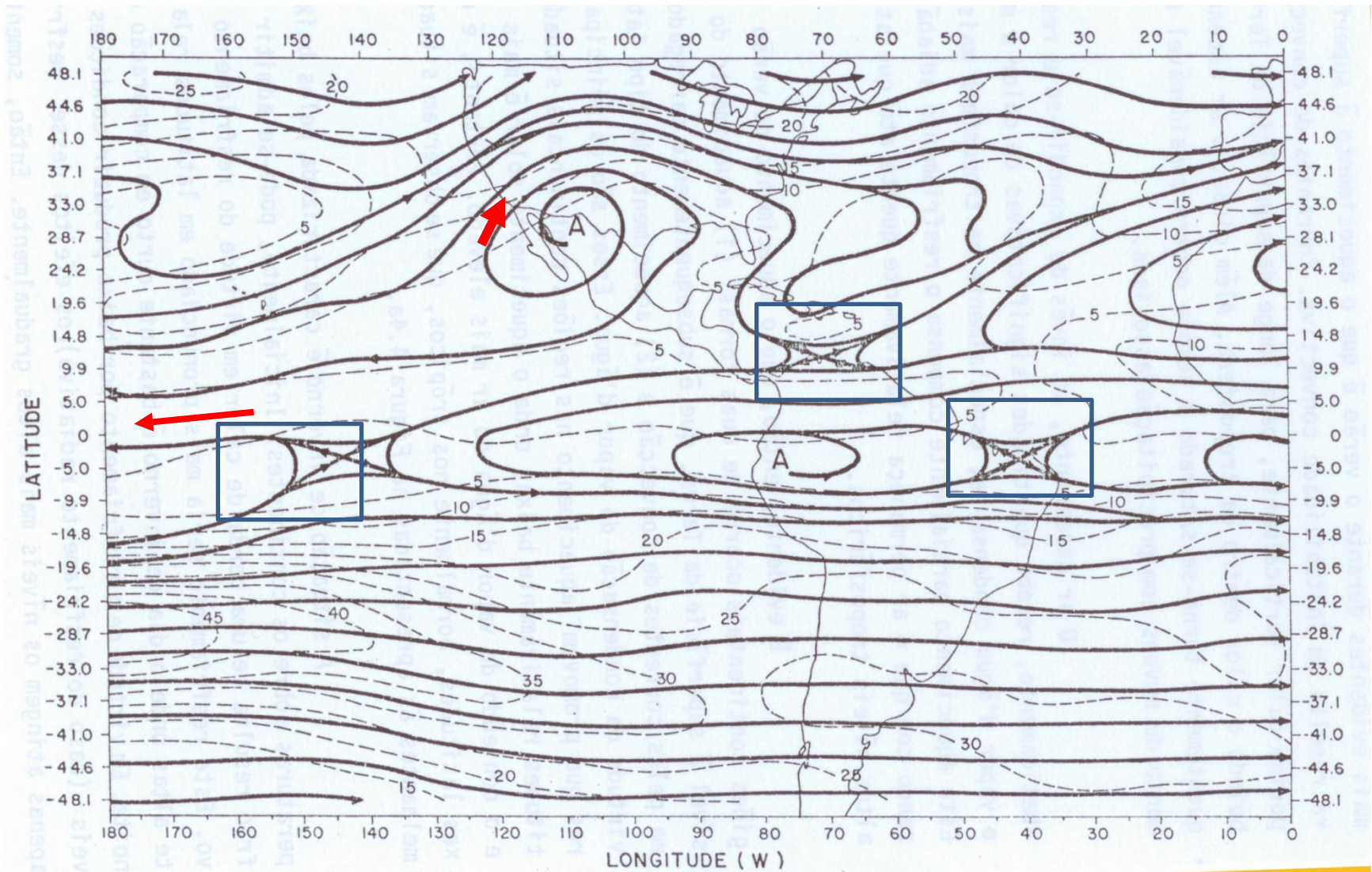


Note que no inverno os contrastes de temperatura são grandes em latitudes médias, então os ventos de oeste mais fortes são observados no inverno.

### Climatologia de Vento em 200 hPa Janeiro



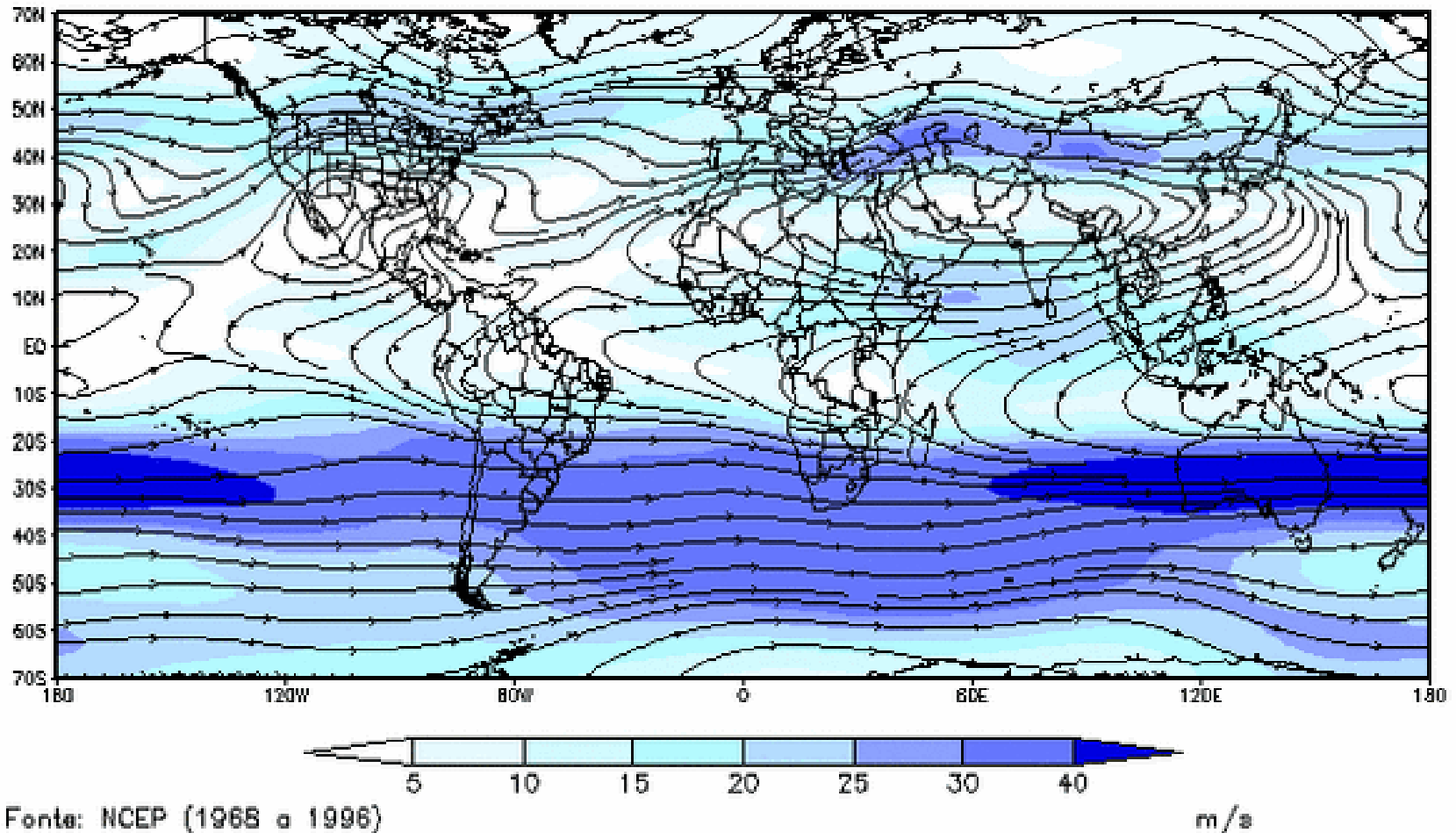
Fonte: NCEP (1968 a 1996)



Efeitos térmicos são observados em América de Sul e do Norte



## Climatologia de Vento em 200 hPa Julho



Fonte: NCEP (1968 a 1996)

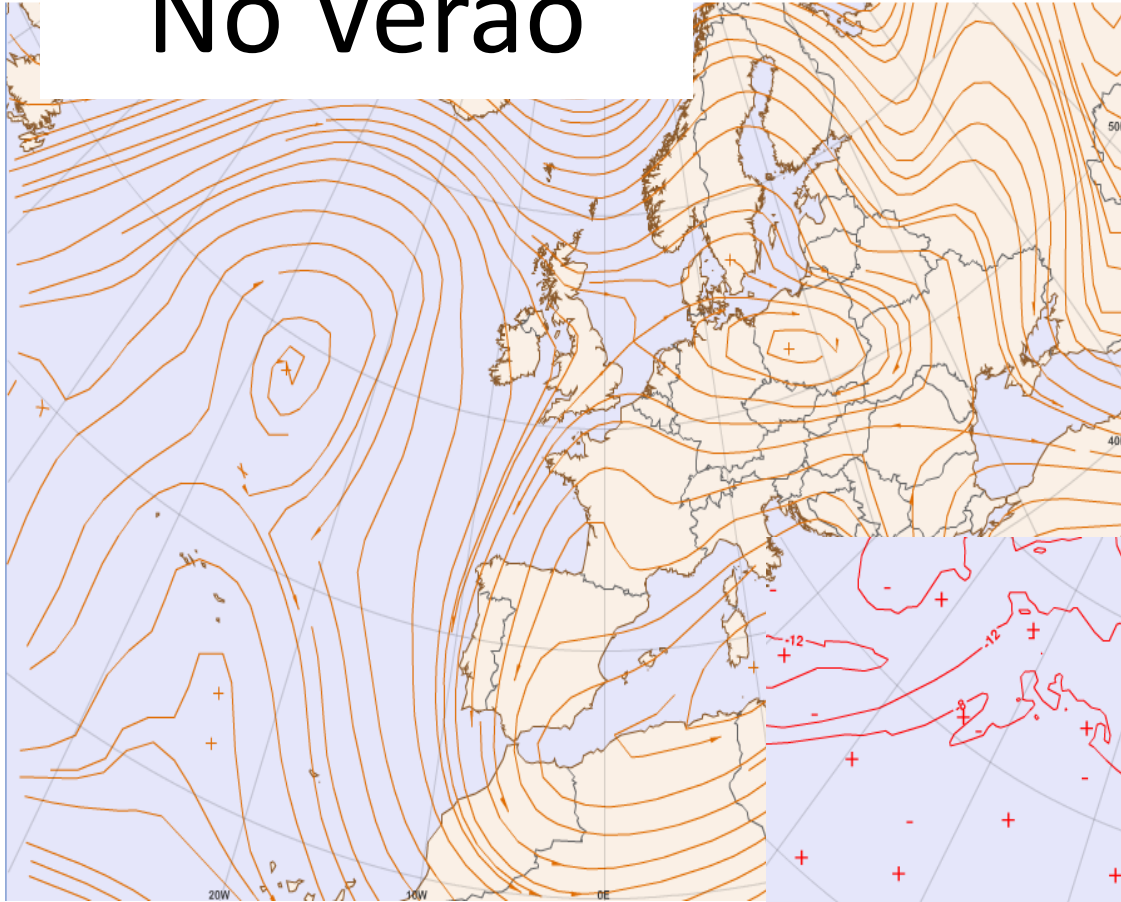
m/s

Grandes contrastes de temperatura ocorrem ao longo de frentes. Nas latitudes médias e altas encontra-se um jacto associado à frente polar, que está entre os ventos polares de leste e os ventos mais quentes de oeste.

# No Verão

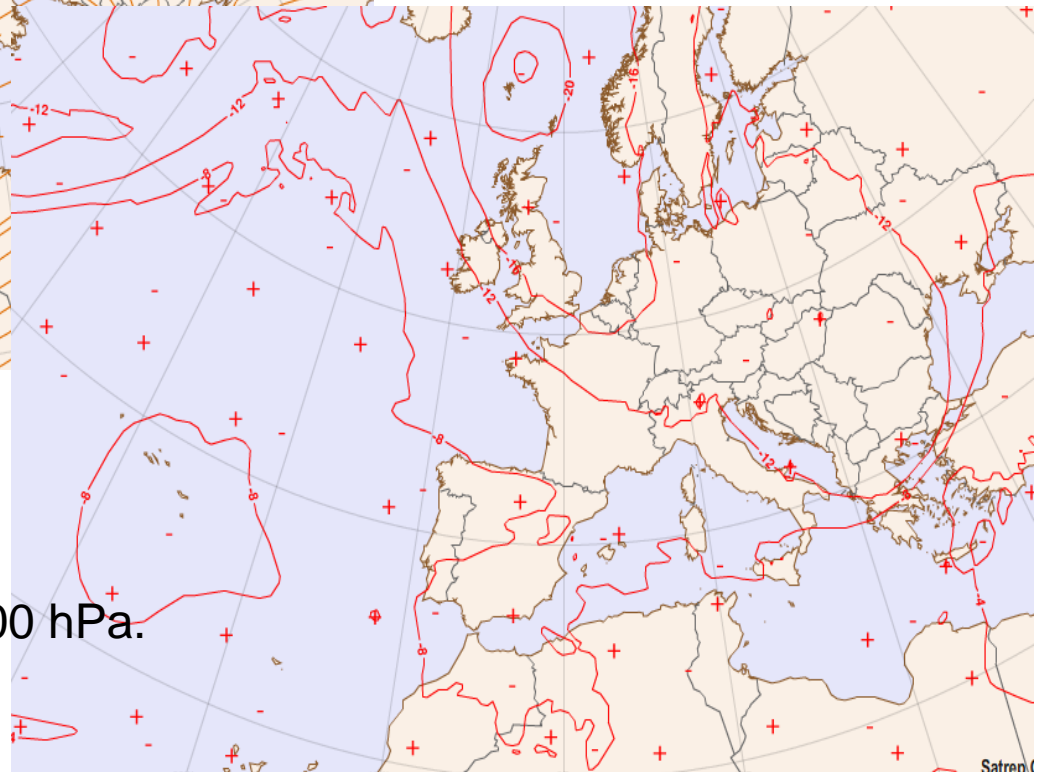
- Uma possível razão para que os efeitos térmicos sejam mais evidentes durante o **verão** é que o **aquecimento á superfície da Terra resulta em instabilidade convectiva**.
- Correntes de **convecção transportam calor verticalmente, para longe da superfície da terra,**
  - distribuindo o calor dentro da troposfera. Além de isso,
  - o ar ascendente frequentemente **se torna saturado** e sempre ocorre considerável desenvolvimento de nuvens associado
  - O ar ascendente, ao invés de expandir-se e arrefecer adiabaticamente, **recebe** uma quantidade significativa de calor a medida que o vapor de água se condensa, especialmente na troposfera mais baixa.
  - Este **aquecimento parcialmente é compensado pelo arrefecimento adiabático fazendo com que o ar permaneça relativamente quente até atingir os altos níveis troposféricos**

# No Verão



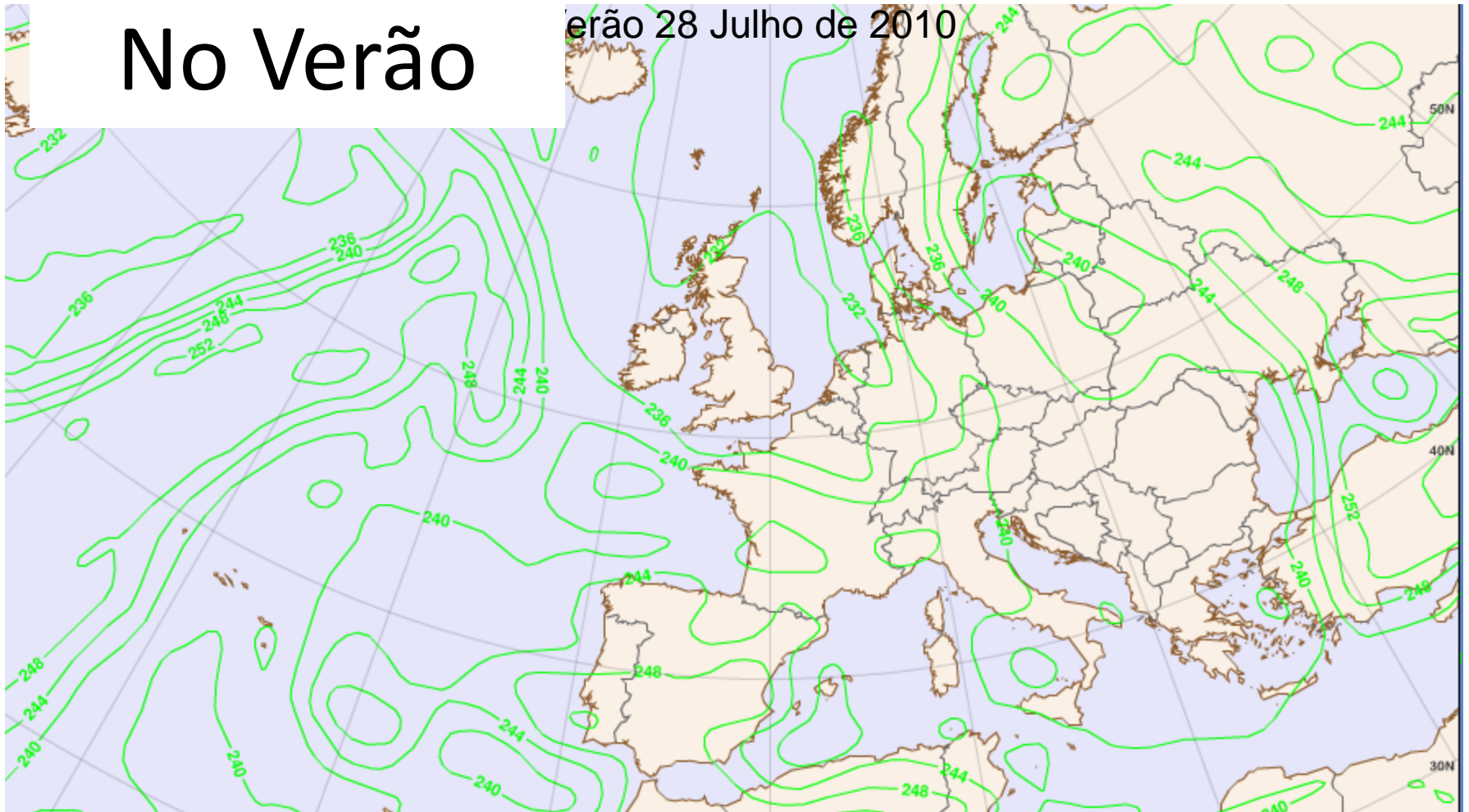
Streamlines are lines of equal wind direction and show areas of convergence, divergence and pressure circulation.

Temperature in C at 500 hPa.



# No Verão

Verão 28 Julho de 2010



Espessura equivalente de 850-500 hPa.

Diferença de temperatura equivalente ( $T_e$ ) entre as camadas de 850 e 500 hPa em graus Kelvin. Mostra o local próximo da superfície frontal quente e perto da zona quente existe apinhamento de isotérmicas á 850 hPa. Quando um ciclone oclui, aparece uma língua de formas de ar quente no campo de temperatura de 850 hPa, mostrando, assim, a localização da frente oclusa

# No Verão

- E evidente que, o aquecimento de verão em regiões continentais ocorre de 2 formas
  - **Aquecimento** – calor sensível á superfície da terra, que é levado para cima pelas correntes de convecção
  - **Aquecimento** - calor latente em virtude da condensaçãõ do vapor de água
  - Esses são os principais factores que promovem aquecimento nas regiões continentais situadas em latitudes baixas onde o aquecimento solar é mais intenso e o conteúdo de vapor de água do ar mais elevado
  - Pelo que nas baixas latitudes , normalmente nos trópicos , que se observa situações semelhantes As apresentadas na Fig 3.4a

# No inverno

## Altas latitudes

- Caracterizado pelas baixas temperaturas sobre os continentes – podemos admitir que o frio resulta de uma Perda de calor em virtude do arrefecimento radiativa. Este arrefecimento será mais pronunciado nas latitudes relativamente altas onde o dia de inverno é relativamente curto em comparação com a noite.
- Em virtude de o arrefecimento por baixo produzir condições estáveis (caso de arrefecimento Radiativa), os efeitos deste arrefecimento atinge os níveis mais altos gradualmente.
  - Só nos casos de persistência de céu limpo, ventos calmos e superfície coberta de neve é que o efeito de arrefecimento atinge a troposfera superior com características mais pronunciadas **América N e Sibéria** mostram cavadas do ar superior em inverno.
- Nas baixas latitudes, o efeito de **rotação são relativamente suaves** e a configuração do escoamento, pode, na realidade, se reverter entre o verão e inverno. **Isto explica um monção autentico e as fases seca e húmida são frequentes** Fig 3.4 (baixa latitude e altura topografia inverte Verão e inverno)



# Lembra o conceito de Estabilidade

$$\Gamma' - T \delta z = \gamma_d - \alpha \delta z$$

$$\gamma_d - \alpha > 0 \quad \text{E} \quad \delta z > 0 \quad \text{Ar sobe}$$

Significa que para não mudar o sinal  $T' - T > 0$  então o ambiente está mais quente que a partícula que sobe, o que implica que a partícula se encontra com o ar menos denso que ela e portanto tende a descer ao lugar onde estava

Se descemos, então:  $\delta z < 0$  significa que a partícula quando descer encontra ar mais frio e mais denso, logo tende a subir

Esta tendência da partícula se encontrar no lugar de origem é o que se designa como estratificação estável


# No inverno

- Se a área em consideração estiver em **latitudes relativamente baixas**, de forma de que o aquecimento de varão seja acentuado, e for caracterizada por **alta elevação topográfica**, tal que durante o inverno a cobertura de neve permanece no chão, então se espera que esta região apresente configurações de circulação de inverno e de verão semelhantes a figura 3.4.
  - O platô de **Tibete na Ásia** é o que melhor satisfaz estas condições.
  - Outras regiões como América de Sul e do N, África, A Austrália exibem configurações que são intensas ou no Inverno ou no Verão, dependendo da latitude
- **Nas baixas latitudes**, os efeitos da **rotação são relativamente suaves e** a configuração do escoamento pode, na realidade, se reverter entre inverno e o verão. Isto explica os chamados monções de inverno e de verão

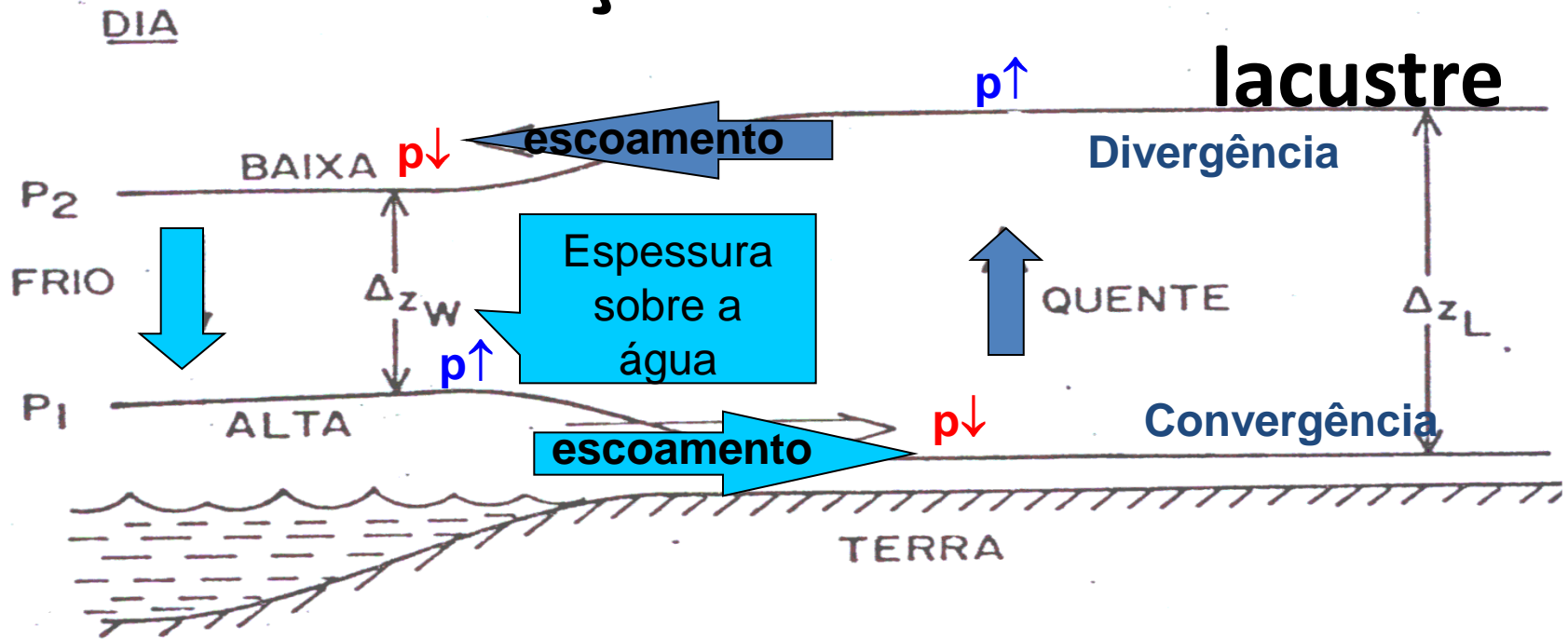
## **DIFERENÇAS DIURNAS DE TEMPERATURA – SISTEMAS DE VENTOS LOCAIS (SVL)**

Os SVL resultam do diferente aquecimento ou arrefecimento á superfície, devido a rotação da Terra em torno de seu eixo. As variações diurnas de  $T^a$  resultantes são as causas para a brisa marina e terrestre e ventos vale-montanha

# Brisa Marítima e Terrestre

- **Durante o dia**
- **A radiação solar** recebida na superfície da Terra aquece intensamente as áreas continentais. Por ser a **Condução** dentro da **terra ser um processo lento**, uma fracção considerável de calor fica disponível para aquecer o **ar próximo a superfície**.
- A **Tª da superfície da água não varia muito por causa da habilidade que a água tem que** distribuir o calor verticalmente pela acção das ondas e da correntes. Além de isso, parte deste calor é usado para a evaporação, conseqüentemente, a **Tª do ar permanece mais fria**. Outro factor é o **alto calor específico e transparência** da água agem para que a Tª da superfície permaneça quase cte.  **As áreas continentais experimentam maior aquecimento diurno do que aquele que se verifica sobre água**
- **A noite**
- as áreas **continentais perdem calor** através do arrefecimento radiativo, enquanto sobre a água ocorre **pouco arrefecimento em virtude da temperatura da água ser praticamente cte**.
- **Como nos casos anperiore aplicamos a eq. hipsométrica para descrever a circulação associada as variações térmicas diurna**

# Circulação de brisa marítima ou lacustre

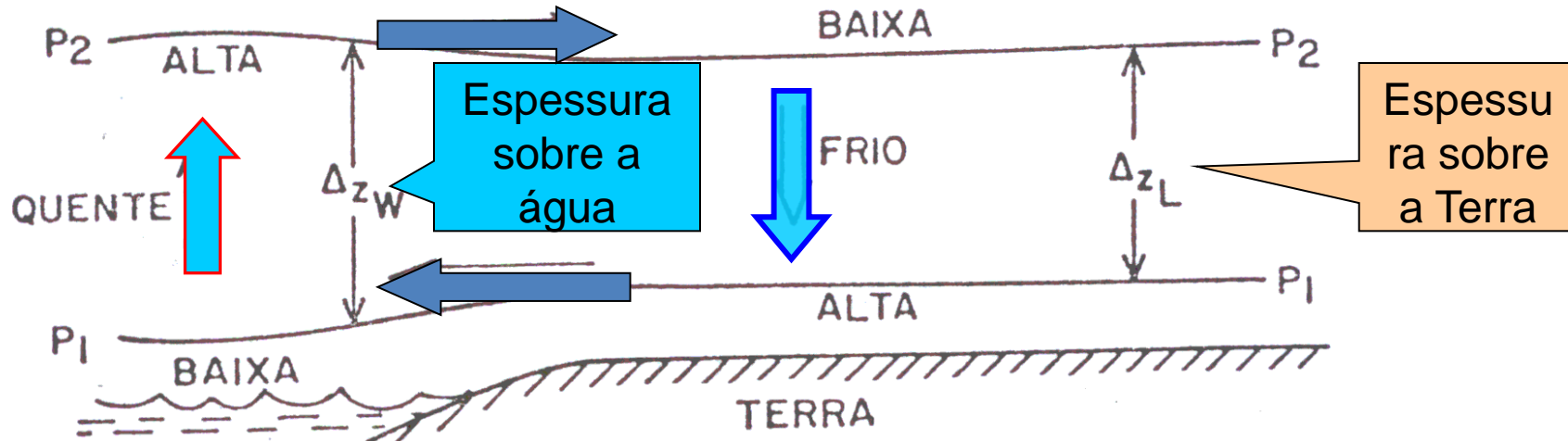


(a)

- **Situação diurna** - Sobre o **continente** resulta **maior espessura** comparados com a vizinhança. Desta maneira, pressão relativamente baixa desenvolve-se próxima à superfície sobre o continente, e P relativamente alta se encontra sobre o oceano
- **Escoamento no sentido da terra nos níveis baixos** e escoamento no sentido do oceano nos níveis altos
- **Assim, sendo temos convergência sobre o continente nos baixos níveis e Divergência nos altos níveis**

NOITE

# Circulação de brisa terrestre

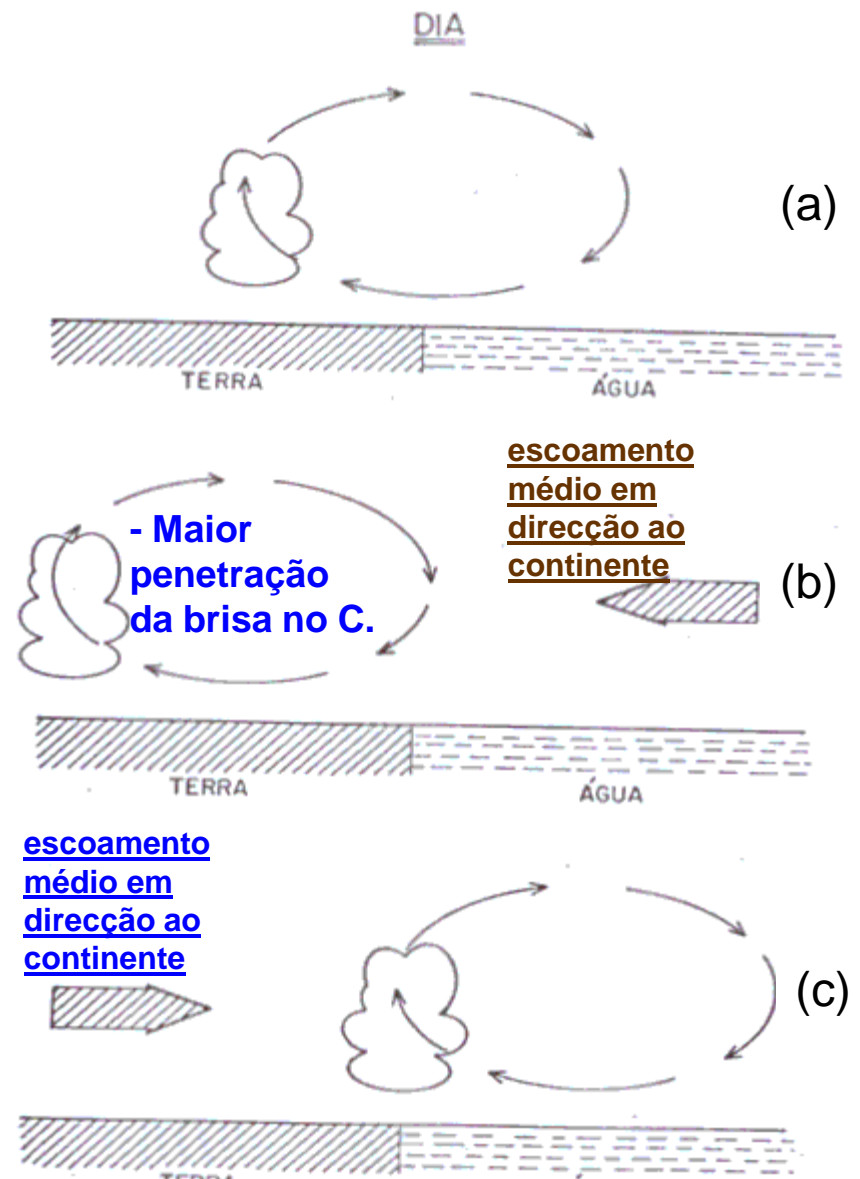


- **Situação noturna**
- Em geral **as circulações de brisa marítima e terrestre**, incluindo o **escoamento de retorno dos altos níveis**, se estende através de uma profundidade de aproximadamente 3000 m, ou seja, até **700 hPa**.
  - A profundidade e a intensidade da circulação dependem de factores adicionais, tais como a situação sinóptica geral – gradientes de pressão no sentido continente ou do oceano, condições instáveis ou estáveis.

Os efeitos dos **gradiente de pressão** de escala sinóptica no sentido do **oceano e do continente** são ilustrados nas figuras : 3.7 e 3.8

- Se observa que o escoamento médio em direcção ao continente produz **maior penetração da brisa no continente (b)**
- Esta mesma configuração sinóptica retarda a propagação da brisa terrestre no sentido do oceano.
  - Situação nas costas quando os ventos de W são relativamente fortes. (Portugal).
- A tendência para a convergência nocturna ocorrer ao longo da costa e permanecer estacionária explica porque a precipitação é predominantemente nocturna.

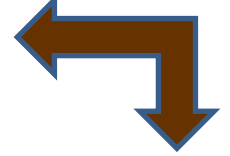
Fig.3.7



Efeito a escala sinóptica na penetração da brisa marítima no continente. (b) escoamento no sentido do continente; © escoamento no sentido da água; a parte (a) ilustra a brisa marítima quando em nenhum desses escoamentos esteja presente



# Brisa terrestre quando nenhum dos Esc. Esta presente



- Variações sazonais na intensidade dos ventos de W e NW e nas brisas marítimas e terrestre são, **provavelmente, em parte responsáveis pelas máximas precipitações**, no fim o Outono e inverno, se verifica em todas as regiões costeiras

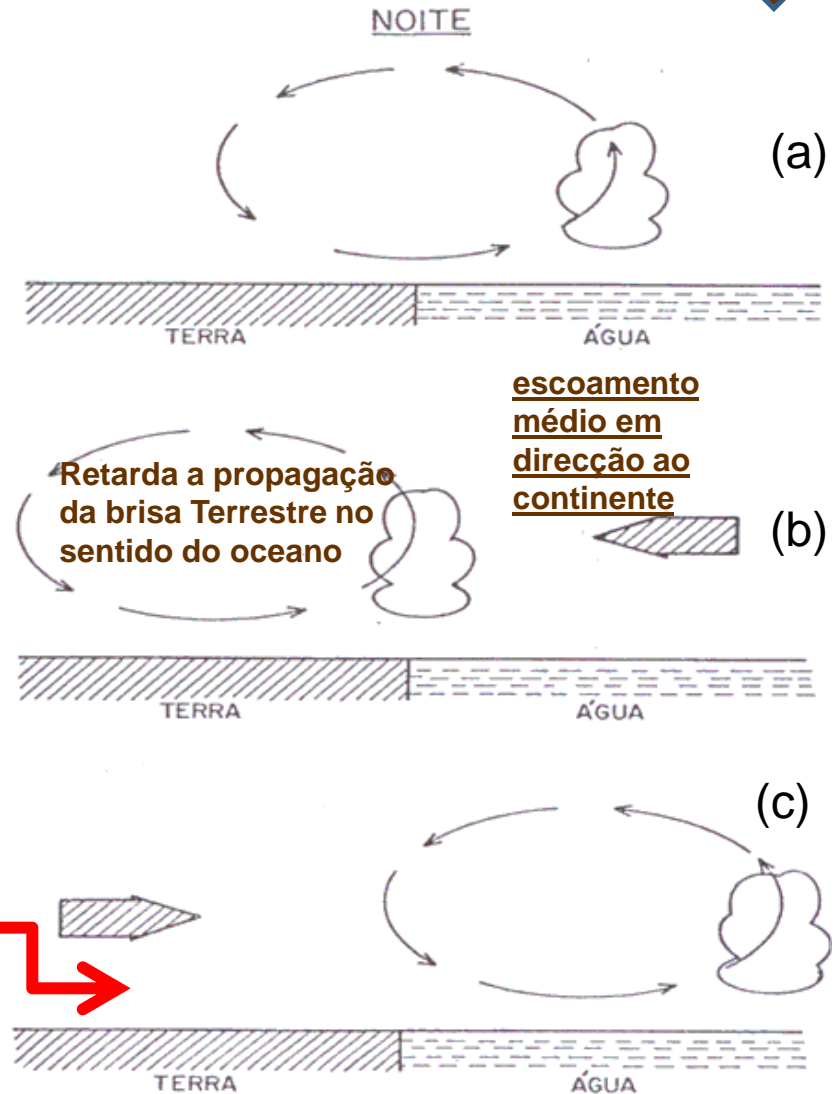


Fig.3.8

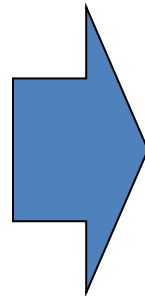
Efeito a escala sinóptica na penetração da brisa terrestre: (b) escoamento no sentido do continente; (c) escoamento no sentido da água; a parte (a) ilustra a brisa terrestre quando em nenhum desses escoamentos esteja presente

- Em geral, os SVL são mais fortes em condições instáveis e mais fracos em condições estáveis. As taxas de propagação das brisas marítimas e terrestre são maiores quando estão presentes as condições **instáveis**.
- Para o **ciclo total**, brisa teresetre-marítima-Brisa terrestre, o período é de 1 dia.
  - Em alguns latitudes existe **uma tendência para que esta oscilação seja acoplada com os efeitos inércias**.
- Se for considerado uma campo horizontal de pressão uniforme, então se pode escrever que:

$$\frac{V^2}{R} + fv = 0$$


Resolvendo para R

$$R = -\frac{V}{f}$$



È evidente que o escoamento inercial é anticiclónico em ambos hemisférios (anti-horario [HS] e horario[HN])

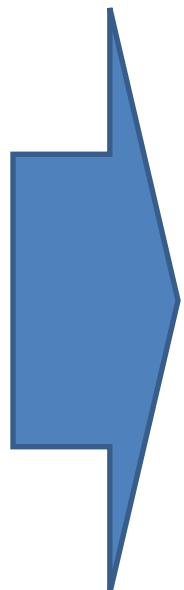
• e o período desta oscilação é

 
$$P = \left| \frac{2\pi R}{V} \right| = \left| \frac{2\pi}{f} \right|$$

• O **perfeito acoplamento** entre os **ventos locais** e as **oscilações inerciais** se verifica se  $P=24$  horas.

$$f = 2\Omega \sin \phi$$
  
$$\Omega = \frac{2\pi}{P}$$
  
$$P = 24 \text{ horas}$$

*(Note: In the original image, there is a bracket above the 2 in the first equation labeled '1/2' and a bracket below the phi labeled '30°'.)*

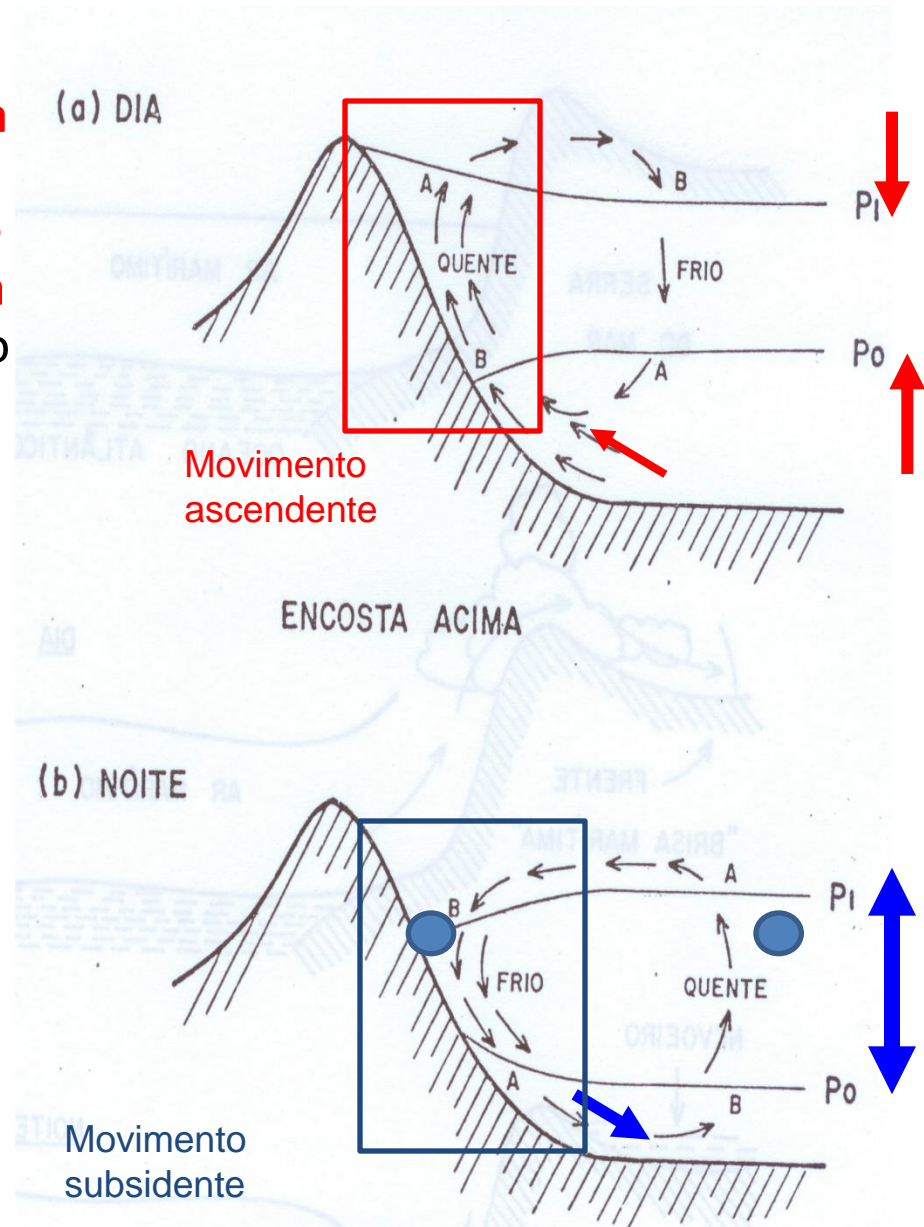


- Norte ou Sul. Então em **30°N ou 30°S existe um acoplamento perfeito entre o sistema de vento local e a oscilação inercial**
- Nos 2 hemisférios isto causa um “**looping**” anticiclónico na hodógrafo

# Ventos Vale-montanha

O aquecimento ou arrefecimento diferencial das encostas de montanhas e de ar sobre os vales adjuntos produzem uma circulação secundária chamada ventos vale-montanha

- Aquecimento **diurno** ao longo das encostas das **montanhas resulta uma maior espessura entre as superfícies de Pressão** sobre esses locais do que aqueles que se encontram na mesma elevação sobre os vales adjuntos. Isto produz movimento **ascendente** ao longo das encostas de montanha e **subsidente sobre os vales**
- A **noite**, O arrefecimento radiativo ao longo das encostas das Montanhas resulta uma  $T^a < T^a$  ao mesmo nível por cima do vale.
  - Conclusão o escoamento é ao contrario que durante o dia
  - **Movimento subsidente encosta abaixo** ao longo das encostas das montanhas
  - Movimento **ascendente sobre os vales**



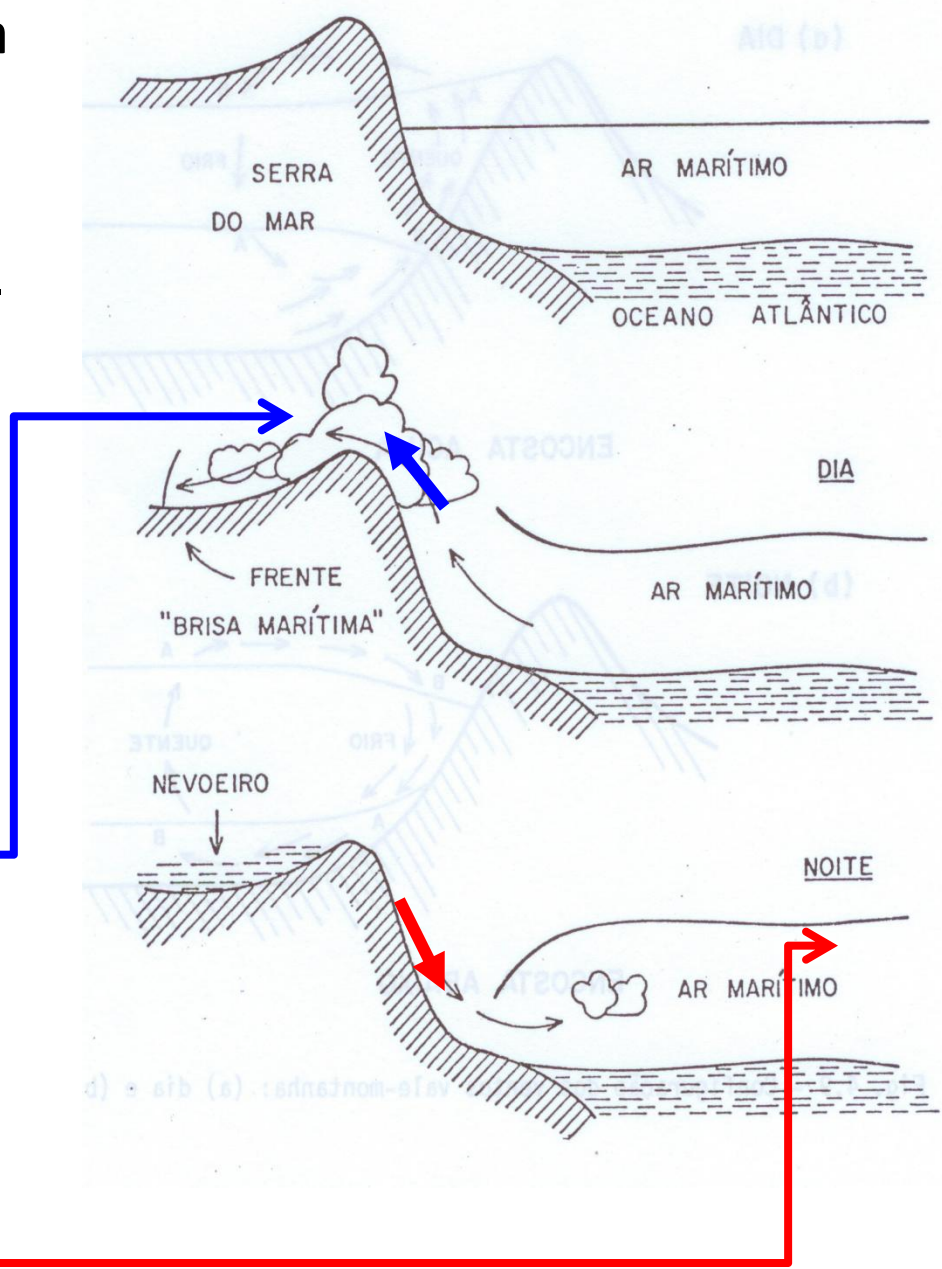
Configuração dos ventos vale-montanha (a) dia e (b) noite

- Quando as áreas montanhosas estão situadas próximas as costas marítimas, a circulação vale-montanha se combina com as brisas terrestre e marítima para formar um sistema de vento local bem mais forte, Isto combinado com o escoamento geral no sentido do continente, as vezes resulta numa penetração de ar marítimo que excede 100 km. A figura anterior mostra uma situação típica onde a brisa terrestre e marítima se combinam com os ventos vales-montanha

- Os ventos vale-montanha desempenha um papel importante na determinação da hora do dia em que ocorre a precipitação convectiva

- enquanto que as regiões montanhosas tem o máximo de precipitação durante o dia

- A maioria das áreas dos vales experimenta uma precipitação máxima durante a noite,





# Aplicação nas PNT

- A eq. Hipsométrica é bastante útil ao se descrever a relação entre as características observadas de circulação atmosférica e a presença das diferenças horizontais de temperatura. (Latitudinal e longitudinal)
- O termo de **vento térmico** resulta da relação entre o cisalhamento vertical e os gradientes horizontais de temperatura