

# Unidade curricular - Meteorologia Sinóptica 45580

-MS

28-02-2011

## ➤ **Coordenadas naturais (CN)**

- **Considerações gerais.**
- **Equação do movimento.**
- **Divergência e convergência.**
- **Vorticidade.**

## ➤ **Exemplos:**

- **A influência de vorticidade ciclónica num campo de nuvens originalmente sem forma**

---

[http://www.meted.ucar.edu/dlac/lesson2a\\_es/](http://www.meted.ucar.edu/dlac/lesson2a_es/)

■ <http://www.fpcolumbofilia.pt/meteo/escola17.htm>

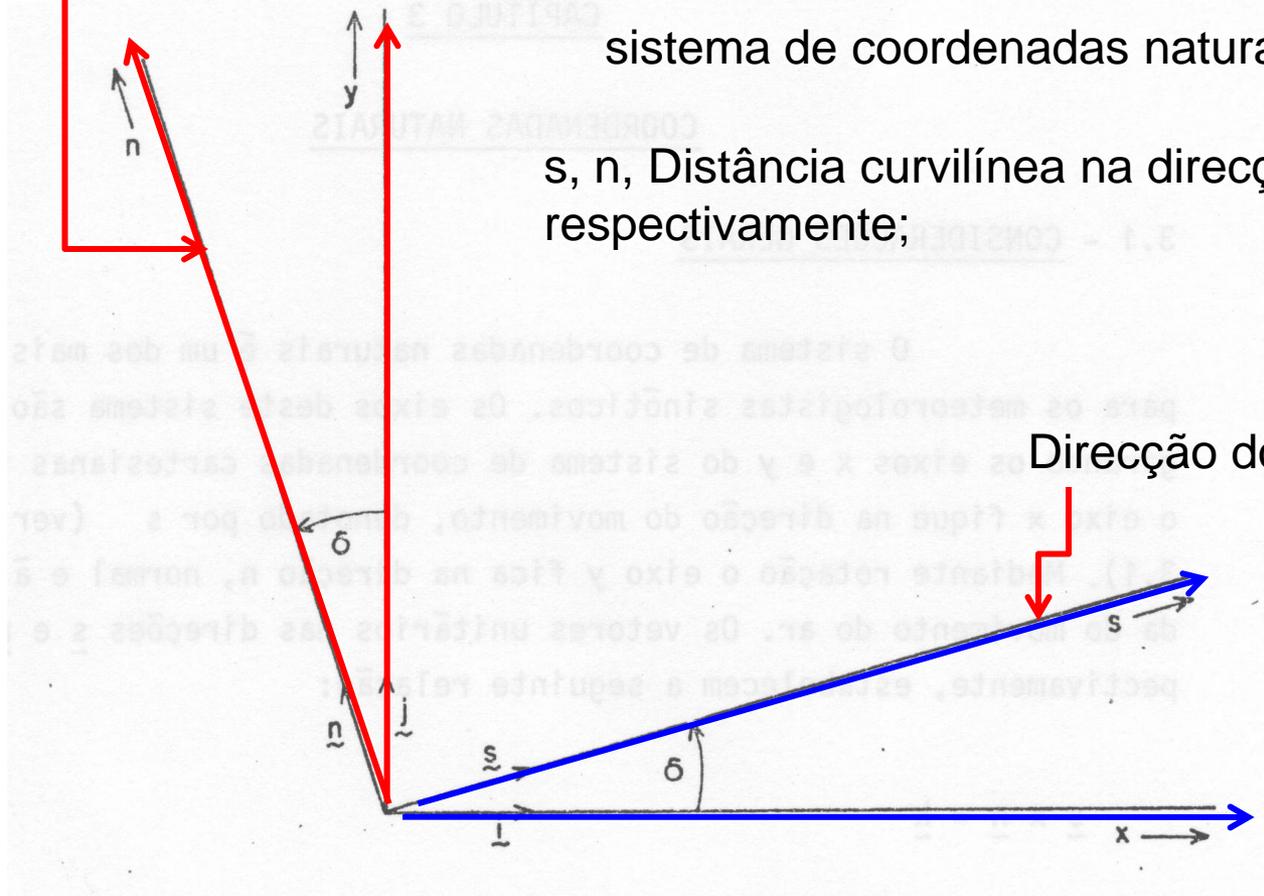
[https://www.metopac.aer.mil.br/interpretacao\\_metar.html](https://www.metopac.aer.mil.br/interpretacao_metar.html)

# - Coordenadas naturais (CN) – Considerações gerais

- Nas cartas sinópticas, faz-se uso do sistema de coordenadas naturais, um sistema de coordenadas útil para interpretar fisicamente os campos cinemáticos do vento (divergência, vorticidade e deformação).
  - Os eixos deste sistema são obtidos girando os eixos  $x$  e  $y$  dos sistema de coordenadas cartesianas tal que
    - • o eixo  $x$  é orientado na direcção do **escoamento**;
    - • o eixo  $y$  é **perpendicular e à esquerda do escoamento**, independente de hemisfério;
    - • o eixo  $z$  **não se altera**
- • Neste novo sistema de coordenadas, os eixos são renomeados:
  - • eixos  $x$  eixo  $s$  (para referir-se à direcção das linhas de correntes);
  - • eixo  $y$  eixo  $n$  (para referir-se à direcção normal);
  - • eixo  $z$  eixo  $z$

$$s \times n = k$$

Mediante rotação o eixo  $y$  fica na direcção  $\hat{n}$



sistema de coordenadas naturais.

$s$ ,  $n$ , Distância curvilínea na direcção  $\hat{t}$  e  $\hat{n}$ , respectivamente;

Direcção do movimento  $s$

- Relação entre as coordenadas naturais e as coordenadas cartesianas

# sistema de coordenadas naturais.

$$V \equiv \frac{Ds}{Dt}$$

Escalar não negativo definido por

$R$  - Raio de curvatura do escoamento;

$s$

$\mathbf{n}$

$$\vec{V}_H = V\hat{t}$$

Vector velocidade do vento horizontal, e em qualquer instante

O versor  $\hat{n}$  é perpendicular a  $\vec{V}_H$  e  $\hat{n}$  a esquerda deste em qualquer hemisfério;

$\hat{t}$   $\hat{n}$   
Versores nas direcções da velocidade local e normal, respectivamente;

$$\frac{d\vec{V}_H}{dt} + f\hat{k} \times \vec{V}_H = -\frac{1}{\rho} \nabla_H p$$

- Onde  $K$  é o vector unitário na vertical. O ângulo de rotação,  $\delta$ , é **positivo** por convenção se a rotação for **anti-horária**.
- No sistema de CN os eixos mudam de orientação a medida que o movimento do ar muda de direcção. Os vectores unitários  $s$  e  $n$  podem, então, ser função do tempo. Uma vantagem óbvia do sistema de CN é que o vector velocidade horizontal tem somente uma componente, aquela na direcção  $s$ . Então

$$\blacksquare V = V s$$

- É conveniente usar a equação de movimento em coordenadas de pressão (pressão no papel de eixo vertical) pois os dados sinópticos do ar superior são geralmente fornecidos ao nível de pressão constante

# Equação do movimento em coordenadas naturais

A eq. Vertical do movimento em coordenadas de pressão pode ser escrita por

$$\frac{dV}{dt} + f k \times V = -\nabla_p \phi$$

Altura de geopotencial (gz)

Os vectores unitários **s** e **n** podem ser expressos em termos de vectores unitários **i** e **j** assim

$$\begin{aligned} s &= s_x i + s_y j \\ n &= n_x i + n_y j \end{aligned} \left\{ \begin{aligned} s_x &= s \bullet i = |s||i| \cos \delta = \cos \delta \\ s_y &= s \bullet j = |s||j| \cos 90 - \delta = \text{sen} \delta \\ n_x &= n \bullet i = |n||i| \cos 90 + \delta = -\text{sen} \delta \\ n_y &= n \bullet j = |s||j| \cos \delta = \text{co} \delta \end{aligned} \right.$$

Desta forma:

$$s = \cos \delta i + \text{sen} \delta j$$

$$n = -\sin \delta i + \cos \delta j$$

Utilizando a expressão **do vento horizontal** ( $\mathbf{V} = Vs$ ) na Eq. De movimento



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

Eq. De mov

resulta

$$\frac{d}{dt} Vs + fk \times Vs = -\nabla p + \phi$$

$$\nabla p = s \frac{\partial}{\partial s} + n \frac{\partial}{\partial n}$$

Em CN

Substituindo em

$$\frac{d}{dt} V_s + f_k \times V_s = - \left\{ s \frac{\partial}{\partial s} + n \frac{\partial}{\partial n} \right\} \phi \quad \text{(c)}$$

→ Pode ser escrito

$$\frac{d}{dt} V_s = s \frac{dv}{dt} + V \frac{ds}{dt}$$

$$n = -\sin \delta i + \cos \delta j$$

$$s = \cos \delta i + \sin \delta j$$

$$\frac{ds}{dt} = -i \sin \delta + j \cos \delta \frac{d\delta}{dt} = n \frac{d\delta}{dt}$$

Velocidade angular relativa do ar pode ser expressa:  $\frac{d\delta}{dt}$

$$\frac{d\delta}{dt} = \frac{d\delta}{ds} \frac{ds}{dt}$$

onde

$$\frac{d\delta}{ds} = \frac{1}{R}$$

R = raio de curvatura do escoamento (\* positivo para o escoamento no sentido anti-horário e  $ds/dt = V$ )

$$\frac{d}{dt} V_s = s \frac{dv}{dt} + n \frac{V^2}{R}$$

$$\leftarrow e \rightarrow \frac{d\delta}{ds} = \frac{V}{R}$$

- Assim, a **aceleração do vector velocidade em coordenadas naturais** é dada pela soma de 2 acelerações, uma orientada ao longo do escoamento (aceleração da magnitude) e outra orientada na direcção normal ao escoamento (aceleração centrípeta)

$$\frac{d}{dt} V_s = s \frac{dv}{dt} + n \frac{V^2}{R} \quad \text{(a)}$$

$$\frac{d}{dt} V_s + f k \times V_s = - \left\{ s \frac{\partial}{\partial s} + n \frac{\partial}{\partial n} \right\} \phi \quad \text{(c)}$$

- Consideremos o termo de Coriolis

$$f k \times \underbrace{V_s}_{= V} = f V \times s = f V n \quad \text{(b)}$$

Pela substituição da  
**(a)** e **(b)** em **(c)**

$$\frac{dV}{dt} s + \frac{V^2}{R} n + f V n = - \frac{\partial \phi}{\partial s} s - \frac{\partial \phi}{\partial n} n$$

**Eq. do movimento em CN**

$$\frac{dV}{dt} s + \frac{V^2}{R} n + fVn = -\frac{\partial \phi}{\partial s} s - \frac{\partial \phi}{\partial n} n$$

- O produto escalar com os vectores unitários **s** e **n** fornecem, respectivamente

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{\partial \phi}{\partial s}$$

**aceleração de velocidade** se verificam quando a altura de **geopotencial varia na direcção de movimento de ar**

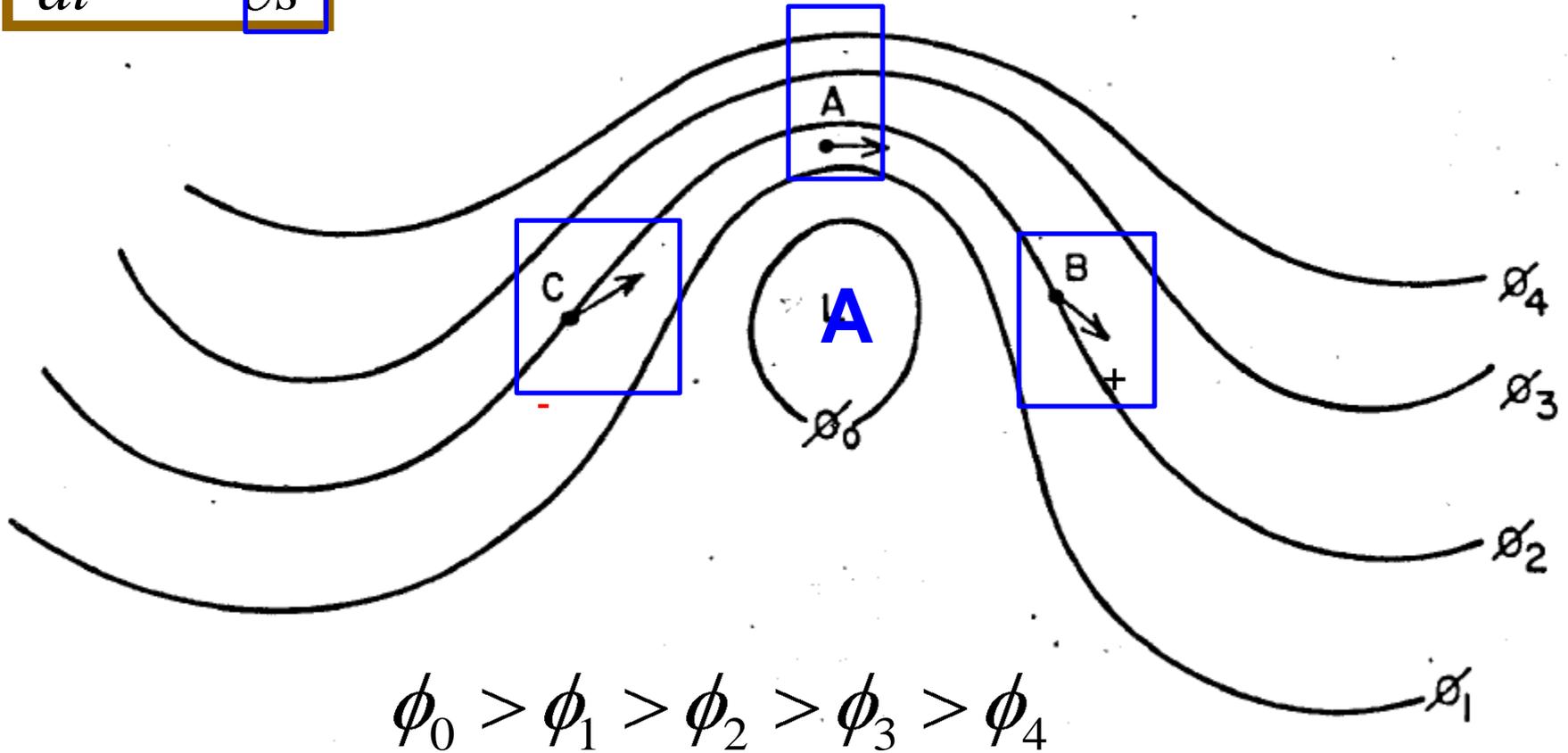
$$\frac{V^2}{R} + fV = -\frac{\partial \phi}{\partial n}$$



$$\frac{dV}{dt} = - \frac{\partial \phi}{\partial s}$$

Vento paralelo aos  
contornos de altura  
0

Ponto A  $\frac{\partial \phi}{\partial s} = 0$  e  $\frac{dV}{dt} = 0$



- Análise esquemático da altura de Geopotencial para um nível de pressão constante no hemisfério Norte

Fig

$$\frac{dV}{dt} = - \frac{\partial \phi}{\partial s}$$

- É evidente que a aceleração na magnitude de velocidade se verificam quando a altura de geopotencial varia na direcção de movimento de ar. Considere-se a análise esquemática da altura de geopotencial mostrada na Fig.

$$\text{Ponto A} \quad \frac{\partial \phi}{\partial s} = 0 \quad e \quad \frac{dV}{dt} = 0 \quad (\text{vento é paralelo aos contornos de altura})$$

$$\text{Ponto B} \quad \frac{\partial \phi}{\partial s} < 0 \Rightarrow \frac{dV}{dt} > 0 \quad (\text{aceleração})$$

$$\text{Ponto C} \quad \frac{\partial \phi}{\partial s} > 0 \Rightarrow \frac{dV}{dt} < 0 \quad (\text{desaceleração})$$

- Uma vez que  $\frac{dV}{dt} = -\frac{\partial\phi}{\partial s}$  Não envolve  $f$ , estes resultados aplicam-se a ambos hemisférios
- Em geral, o movimento do ar, numa superfície de pressão constante, **se acelera** quando o movimento se desloca na direcção a altura Geopotencial mais baixa e **se desacelera** quando o movimento se desloca em direcção a alturas geopotenciais mais altas
- O escoamento é uniforme, na direcção do movimento, se  $dV/dt = 0$  em todos os pontos

■ Se o escoamento for uniforme, então a eq. de movimento em CN se reduz a



$$\frac{V^2}{R} + fV = -\frac{\partial \phi}{\partial n}$$



Este tipo de vento se chama vento gradiente



$$\frac{V_{gr}^2}{R} + fV_{gr} = -\frac{\partial \phi}{\partial n}$$

■ O movimento real do ar se encontra em balanço gradiente perfeito. Somente se as isotacas forem, em todos os pontos, paralelos aos contornos de altura geopotencial e  $dV/dt = 0$ . Em geral, as acelerações apresentadas pela magnitude da velocidade são pequenas tal que o vento gradiente é aproximadamente igual ao vento observado

o vento gradiente é ~ ao vento observado

- Se o escoamento for rectilíneo ( o escoamento atmosférico seguindo grandes círculos da terra) então o termo da aceleração centrípeta será eliminado

$$\frac{\cancel{V^2}}{\cancel{R}} + fV = -\frac{\partial\phi}{\partial n}$$

- Então o vento resultante é o  $V_g$

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

- Devido aos movimentos curvilíneos, o  $v_g$  é o vento mas pobre como aproximação para o vento observado.
- O vento observado pode variar de 50% a 200% do valor geostrófico

Assim:

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

HN ( $f>0$ )  $\phi$  deve decrescer na direcção n positiva

$$\partial\phi/\partial n < 0$$

- No HS ( $f<0$ )  $\phi$  deve de aumentar na direcção n positiva

Se o escoamento **ciclónico** for definido como o movimento do ar curvilíneo que apresenta no seu centro baixo valor de altura Geopotencial, então **o escoamento ciclónico corresponde a  $R>0$  no HN** e  $R<0$  no HS

**Ciclónico**  
sob-geostrófico



De modo semelhante, se define o escoamento anticiclónico como um movimentos curvilíneo que apresenta no seu centro alto valore de altura de Geopotencial. **O escoamento anticiclónico corresponde a  $R<0$  no HN** e  $R>0$  no HS

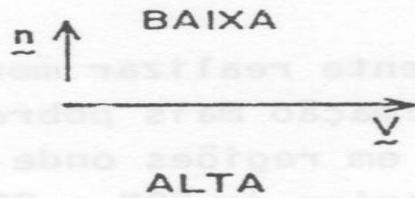


**Anticiclónico**  
supergeostrófico

**$f > 0$  no HN  $\rightarrow \phi$  decrece na direcção n positiva  $\delta\phi/\delta n < 0$**

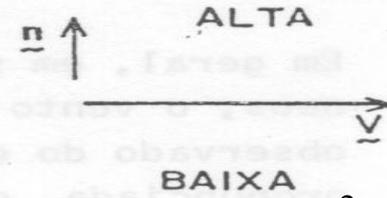
Hemisfério Sul

Hemisfério Norte



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

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



$$\frac{V_{gr}^2}{R} + fV_{gr} = -\frac{\partial \phi}{\partial n}$$

**$R > 0$**



**Ciclónico  
Sub-geostrófico**



**$R < 0$**

**$R < 0$**



**Anticiclónico  
Super-geostrófico**



**$R > 0$**

- Diagrama esquemática que ilustra a relação entre o vento e altura geopotencial para a) escoamento rectilíneo, b) escoamento cíclico, escoamento anticiclónico

- Pela combinação do Eq. do  $v_g$  e a Eq. do  $V_{gr}$  podemos destacar  $R$

$$\frac{V_{gr}^2}{R} + fV_{gr} = fV_g$$

$$R = \frac{V_{gr}^2}{f(V_g - V_{gr})}$$

$$\frac{V_{gr}^2}{R} + fV_{gr} = -\frac{\partial \phi}{\partial n}$$

- Se for admitido que o escoamento observado esta bem próximo do balanço gradiente, então para  $R > 0$ , no HN ( $f > 0$ )  
Leva  $v_g - v_{gr} > 0$ , ou seja  $v_g > v_{gr}$  escoamento subgeotrófico

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

- $v_g - v_{gr} > 0$  sub-geotrófico

- Para  $R < 0$ , no HN  $v_g - v_{gr} < 0$  ou  $v_g < v_{gr}$  escoamento supergeotrófico

- $v_g - v_{gr} < 0$  Super-geotrófico

# Divergência e convergência

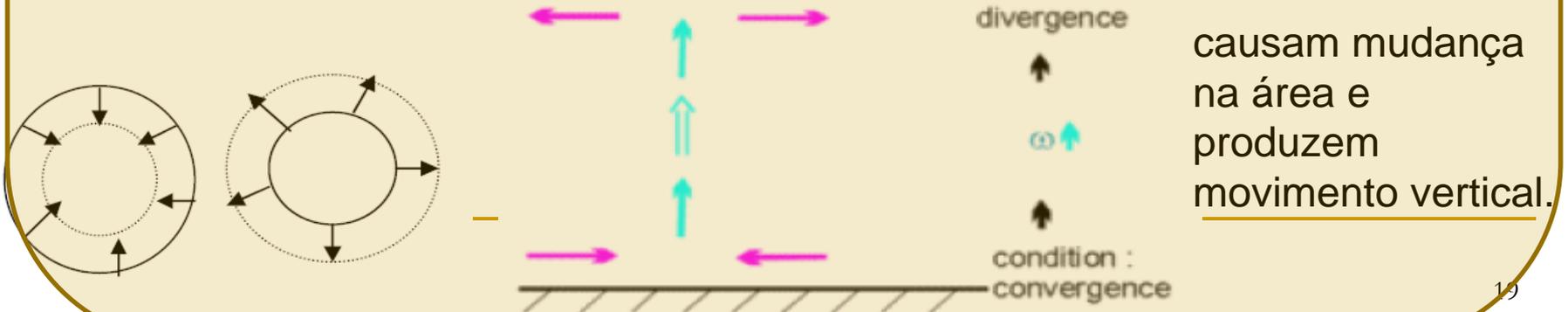
Lembra

- **Conceito físico de Convergência/Divergência horizontal:**

Medida da taxa de adição/remoção de uma massa de ar numa coluna atmosférica.

Ocorre devido a mudanças na velocidade do vento ao longo das linhas de corrente.

Convergência/divergência implica em confluência/difluência.

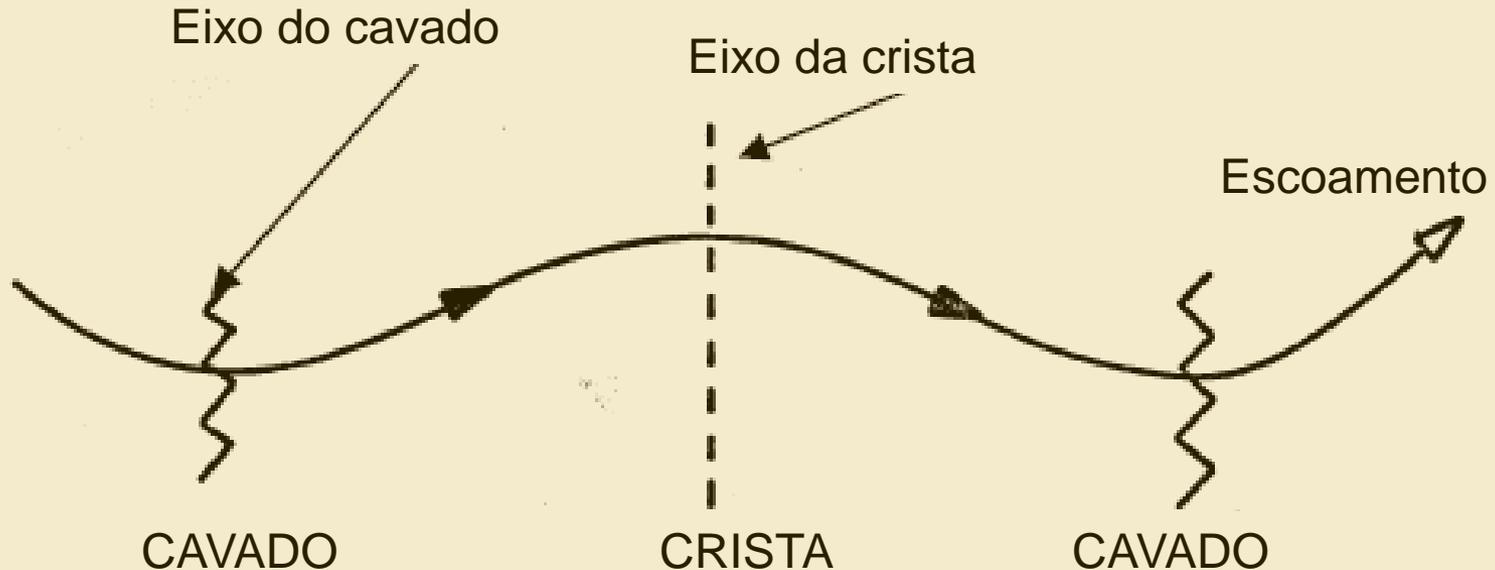


## Lembra: Algumas situações onde o vento geostrófico é válido:

- • Região extratropical (pois nos trópicos  $f \rightarrow 0$  );
- • Longe da superfície da Terra, onde o atrito não é importante (isto é, pode ser desprezado);
- • Em escoamentos sem acelerações, o que implica que as isóbaras ou as isolinhas de geopotencial são estritamente paralelas e uniformemente espaçadas;
- • Em escoamentos retilíneos
- • OBS.: Em um escoamento ondulatório, formado por uma sequência de cavados e cristas (chamada de *trem de ondas* - *A Figura que segue a aproximação geostrófica não é boa pela própria definição de do vento geostrófico, considera o movimento retilíneo. Neste caso, usa-se o vento gradiente (considera o movimento curvilíneo).*

Esquema ilustrativo de um trem de ondas em um escoamento no HN.

O  $V_g$  não é válido



Algumas aplicações do vento ageostrófico

- Frontogênese;
- Ciclogênese;
- Dinâmica das correntes de jactos em baixos e em altos níveis;
- Desenvolvimento de convecção severa;

(está associado com circulações verticais)

$$\vec{V}_{ag} = \vec{V}_H - \vec{V}_g$$

---

# DIVERGÊNCIA E CONVERGÊNCIA

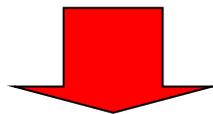
- Em geral, a **div. da velocidade horizontal** é uma grandeza difícil de medir por causa dos erros nas medidas dos ventos e em parte porque a sua expressão matemática é a soma de 2 termos que em geral são de tamanhos comparais porém de sinais opostos. Também neste caso as CN fornece uma representação mais útil para a MS
- Em CN a div da velocidade horizontal pode ser expressa como:

$$\nabla_p \bullet V = s \frac{\partial}{\partial s} \bullet \left[ \begin{matrix} \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \end{matrix} \right] + n \frac{\partial}{\partial n} \bullet \left[ \begin{matrix} \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \end{matrix} \right]$$

Expandindo os termos do lado esquerdo e usando

$$n = -\sin \delta i + \cos \delta j$$

$$s = \cos \delta i + \sin \delta j$$



$$\nabla_p \bullet V = \frac{\partial V}{\partial s} + V \frac{\partial \delta}{\partial n}$$

$$\nabla_p \bullet V = \frac{\partial V}{\partial s} + V \frac{\partial \delta}{\partial n}$$

È a variação da magnitude de velocidade na direcção do movimento

$$\frac{\partial V}{\partial s}$$

$$V \frac{\partial \delta}{\partial n}$$

Representa a confluência ou difluência do escoamento do ar

Ambos os termos podem ser avaliados a partir da análise de linhas de corrente e de isotacas numa carta de pressão constante

$$\frac{\partial \delta}{\partial n} < 0 \Rightarrow \text{confluencia}$$

$$\frac{\partial \delta}{\partial n} > 0 \Rightarrow \text{difluencia}$$

Linhas de corrente e isotacas  
numa carta de pressão  
constante

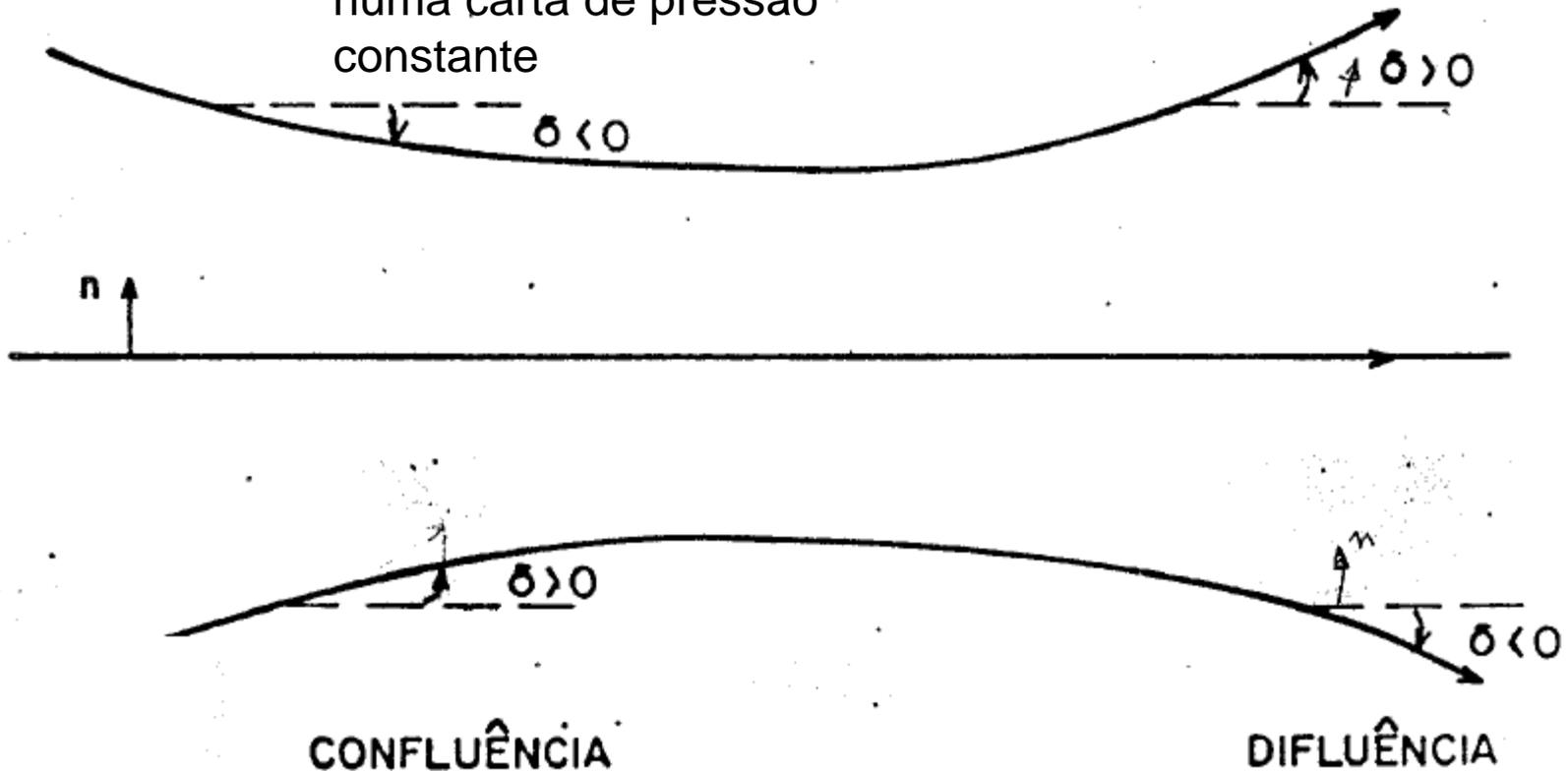
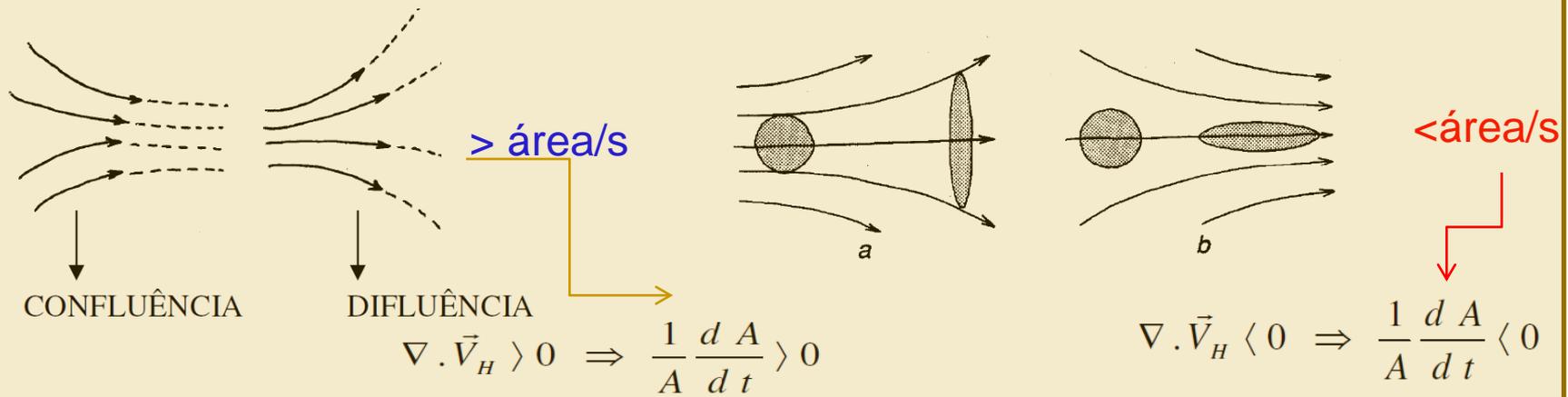


Diagrama esquemático que ilustra a confluência e difluência

Em geral os termos de variação de magnitude de **velocidade e de confluência** possuem sinais opostos e assim a soma resultante **convergência ou divergência** será muito pequena

- **Conceito geométrico de convergência/divergência:  
Confluência/difluência**
- Confluência/difluência indica linhas de corrente convergindo/divergindo para/de um ponto/região. Confluência/Difluência pode implicar em convergência/divergência.



Esquemas de escoamentos:  
a) difluente, b) confluyente.

Corpos inicialmente circulares.  
Escoamento com deformação pura  
(isto é, não tem divergência e nem  
vorticidade)

Geralmente, convergência/divergência e confluência/difluência são de sinais opostos; de forma que a divergência geralmente é pequena.

Assim, a determinação da localização de regiões de convergência/divergência tem que ser feita analisando-se estas duas componentes simultaneamente.

Valores típicos de divergência em sistemas sinóticos de latitudes médias:

| $\nabla \cdot \vec{V}_H$<br>(S <sup>-1</sup> ) | $\Delta t$ | Sistemas de movi.           |
|--|------------|-----------------------------|
| $1,9 \times 10^{-4}$                           | 1 h        | Sub-sinótica (zona frontal) |
| $3,2 \times 10^{-5}$                           | 6 h        | Sinótica intensa            |
| $0,8 \times 10^{-5}$                           | 1 dia      | Sinótica média              |
| $0,4 \times 10^{-5}$                           | 2 dias     | Sinótica                    |
| $1,1 \times 10^{-6}$                           | 1 semana   | Ondas planetárias           |

Localmente, também têm-se valores de divergência da ordem:

- $4,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  nos cavados bem desenvolvidos na troposfera superior;
- maior que  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$  em tornados e
- da ordem de  $2,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  parece ser típico de ciclones desenvolvidos ou movendo-se rapidamente ao nível do mar.

# EQUAÇÃO DA VORTICIDADE EM COORDENADAS NATURAIS

- Mede a taxa de rotação instantânea de uma parcela fluida em torno do eixo vertical local.
- • Matematicamente é um campo vectorial definido como o rotacional da velocidade:

$$\zeta = \nabla \times \vec{V} = \begin{vmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ u & v & w \end{vmatrix} =$$

$$= \hat{i} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \hat{j} \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \hat{k} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

$\xi$  (ksi)

$\eta$  (neta)

$\zeta$  (zeta)



**Vorticidade Absoluta**

$$\eta = \zeta + f$$

$$f = 2 \Omega \sin \phi$$

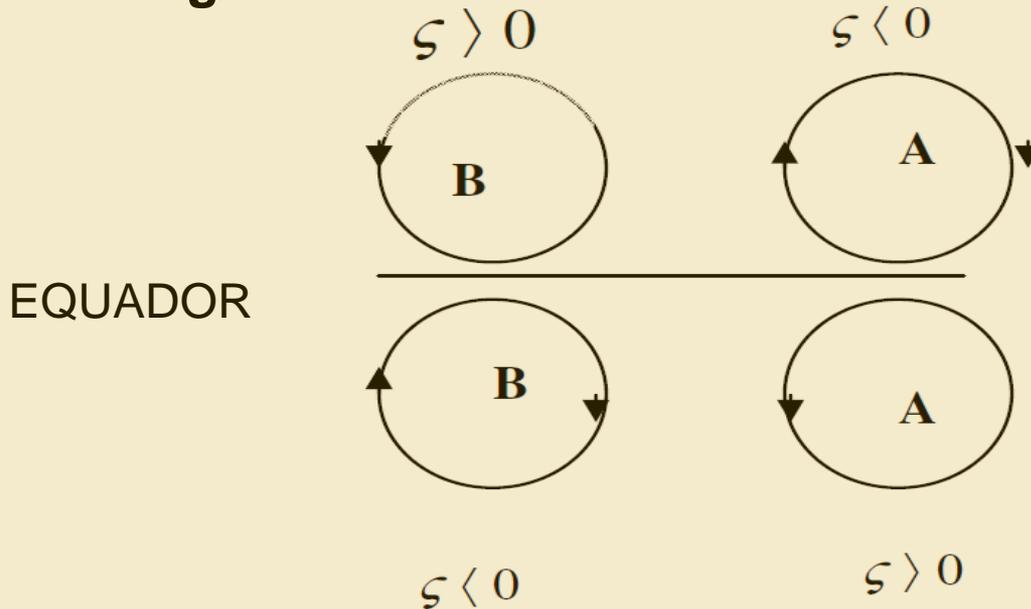
$$\Omega = 7,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

**Vorticidade Relativa**

(efeito da deflexão da Terra)

(velocidade angular da Terra)

- **Convenção de Sinais para  $\zeta$ : Os sinais positivo e negativo dão o sentido do giro.**



- **GIRO HORÁRIO - VORTICIDADE NEGATIVA.**
  - ciclônico no HS
  - anticiclônico no HN
- **GIRO ANTI-HORÁRIO - VORTICIDADE POSITIVA.**
  - ciclônico no HN
  - anticiclônico no HS

A curvatura ou a rotação apresentada pelo movimento do ar relativo a Terra é chamada **vorticidade relativa**, que matematicamente, é expressa como

$$\nabla \times V$$

A orientação do vector vorticidade ou rotação é normal ao plano de rotação. Para movimento **curvilíneo** num **plano quase horizontal**, tal como uma superfície de pressão constante, a componente vertical da **vorticidade relativa** é

$$\zeta = k \cdot \nabla \times V$$

Que em **CN** se torna

$$\zeta = K \cdot \left[ s \frac{\partial}{\partial s} + n \frac{\partial}{\partial n} \times \nabla_s \right]$$

Em CN

$$\zeta = K \bullet \left[ s \frac{\partial}{\partial s} + n \frac{\partial}{\partial n} \times \nabla s \right]$$

Resolvendo na eq.  
Anterior [ ]

Expandindo o [ ]

$$\zeta = K \bullet \left[ s \times \frac{\partial \nabla s}{\partial s} + n \times \frac{\partial \nabla s}{\partial n} \right]$$

Usando a expressão das derivadas dentro dos corchetes e uso da

$$\begin{aligned} s &= s_x i + s_y j \\ n &= n_x i + n_y j \end{aligned}$$

Resulta

$$\zeta = K \bullet \left[ V \frac{\partial \delta}{\partial s} s \times n + \frac{\partial V}{\partial s} s \times s + V \frac{\partial \delta}{\partial n} n \times n + \frac{\partial V}{\partial n} n \times s \right]$$

Lembra que:

$$\begin{aligned} s \times n &= k \\ s \times s &= n \times n = 0 \\ \frac{\partial \delta}{\partial s} &= \frac{1}{R} \end{aligned}$$



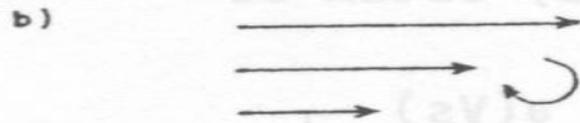
$$\zeta = \frac{V}{R} - \frac{\partial V}{\partial n}$$

Onde:

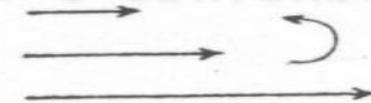
$\frac{V}{R} = \textit{vorticidade devida a curvatura}$

$-\frac{\partial V}{\partial n} = \textit{vorticidade devida ao cisalhamento}$

- A Fig
- ilustra as vorticidades devidas a curvatura e ao cisalhamento para os hemisférios N e S, numa carta de pressão constante,
  - regiões onde ocorrem vorticidades ciclónicas tanto por curvatura como por cisalhamento são regiões de máxima vorticidade ciclónica.
  - Por outro lado, região onde se verifica vorticidade anticiclónica tanto devido à curvatura como devido ao cisalhamento são regiões de máxima vorticidade anticiclónica



$$\zeta = \frac{V}{R} - \frac{\partial V}{\partial n}$$



- Diagrama esquemático, para ambos hemisférios, de :
  - a) vorticidade ciclónica devida ao cisalhamento;
  - b) Vorticidade anticiclónica devido ao cisalhamento;
  - c) vorticidade anticiclónica devida a curvatura;
  - d) Vorticidade ciclónica devida á curvatura

$$\zeta = VK_s - \frac{\partial V}{\partial n}$$

Velocidade  
do vento

n, s  
Componente  
s do sistema  
de  
coordenadas

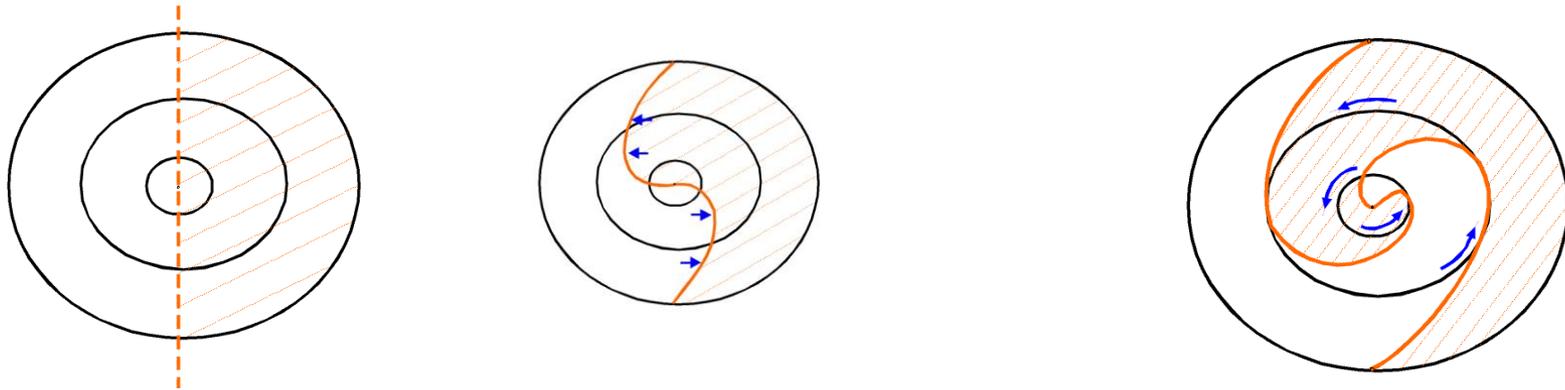
$K_s$  Curvatura das  
linhas de fluxo  
(linhs de corrente)

Portanto, uma parte da vorticidade origina-se da curvatura e do outro a partir do corte do fluxo de ar.

Podemos ver facilmente a influência de vorticidade ciclónica num campo de nuvens que originalmente não apresentam forma

Componente zonal do vento  $u$   
Componente meridional do vento  $v$

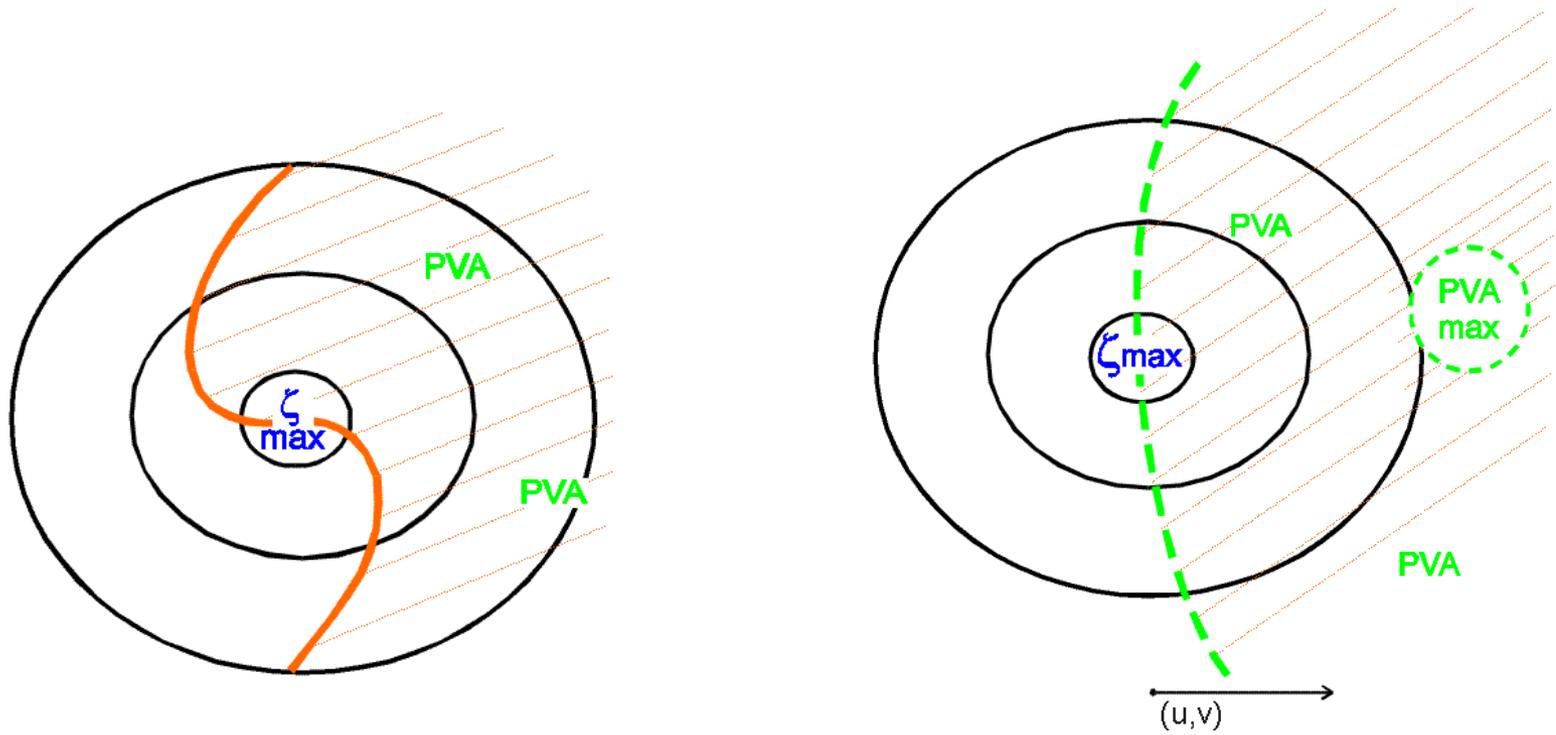
$> 0$  Rotação ciclónica  
 $< 0$  Rotação anticiclónica



linhas sólidas magenta representam um máximo de circulação ciclónica, onde os valores são máximos no centro e desce para o limite mais externo. Embora no **centro e nas fronteiras sem rotação actua o campo da nuvem**, a rotação entre eles é tal que o campo de nuvens se desenvolve numa **estrutura espiral** distinta após um período de tempo. Consequentemente, pode ser observada uma interacção clara entre os parâmetros de formação de nuvem de vorticidade e de advecção

Advecção refere-se ao aquecimento da atmosfera pelo deslocamento lateral de massas de ar aquecido.)

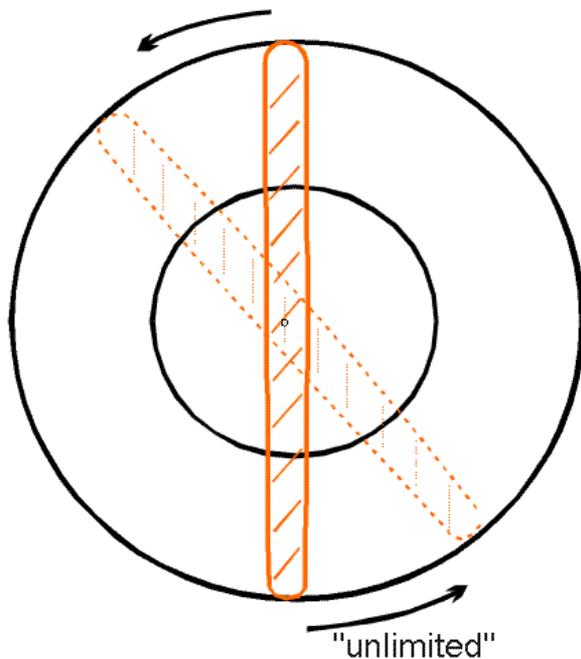
Consequentemente, pode ser observada uma interacção clara entre os parâmetros de formação de nuvem de vorticidade e de advecção de vorticidade (PVA):



Portanto, uma parte da vorticidade origina-se pela curvatura e do outro a partir pelo cisalhamento do fluxo de ar.

■ **Vorticidade pela curvatura -**  $\zeta_c = VK_s$

Curvatura das linhas de correntes  
Velocidade do vento  
Curvatura da vorticidade



É bastante **óbvio** que **uma linha de nuvens** sob a **influência da curvatura** vai girar de acordo com a força de **vorticidade de curvatura**.

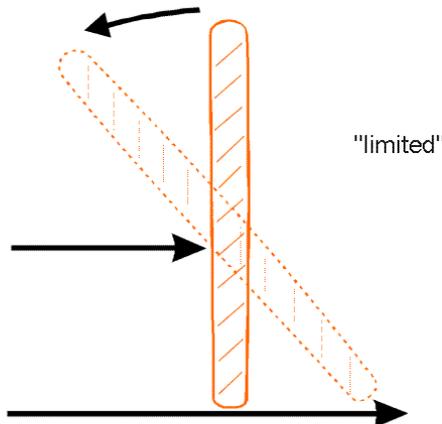
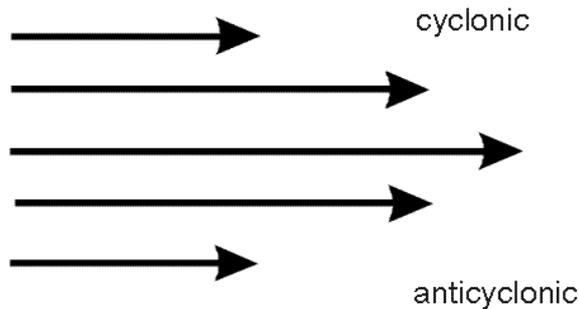
Teoricamente não há nenhum limite para essa rotação. **As características típicas** de nuvens resultantes são:

- \* **Extra tropical centros de baixa**
- \* **As vírgulas**
- \* **Desenvolvimento de Ondas**

## Vorticidade de cisalhamento

$$\zeta_{SH}$$

$$\zeta_{SH} = -\frac{\partial V}{\partial n}$$



Uma situação típica onde **cisalhamento significativo** aparece em situações de **fluxo de ar procedente de uma corrente de jacto**.

É óbvio que uma linha de nuvens que estará girando na parte ciclónica de cisalhamento, mas, ao contrário do efeito de curvatura a rotação de cisalhamento está limitada e não pode ser grande. Por conseguinte, a nuvem resultante características típicas são: **cúmulos reforçados (CE)**