Ilustração da velocidade azimutal (Velocity Azimuth Display) – VAD e algumas propriedades cinemáticas a partir de um radar Doppler

Iremos discutir algumas técnicas de recuperação do vento a partir de um radar Doppler, bem como algumas propriedades cinemáticas

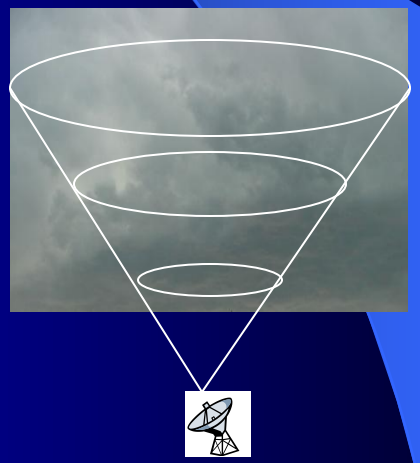
Aula 10

Probert-Jones (1960) foram os primeiros a sugerir como os radares Doppler podiam medir a velocidade horizontal do vento

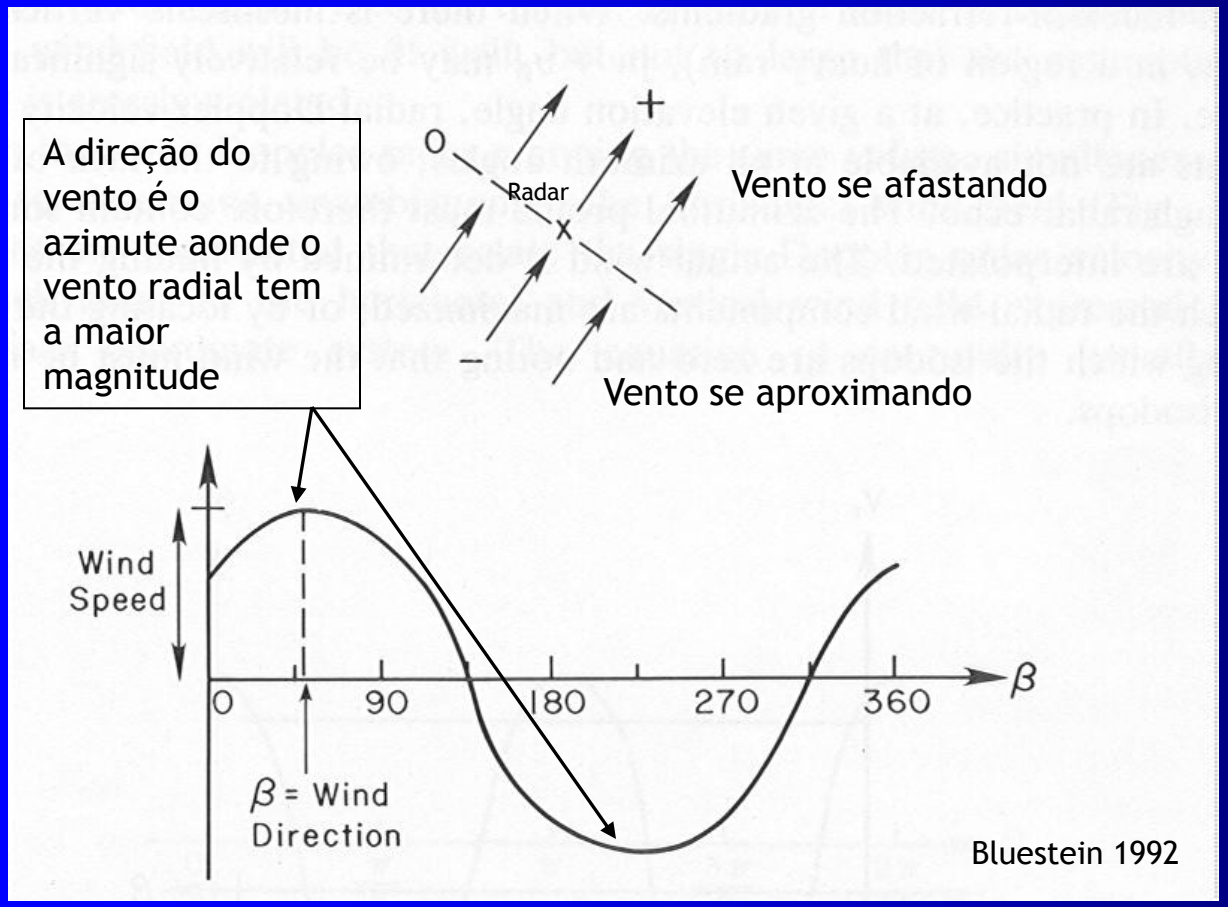
Mais tarde, Lhermitte e Atlas (1961) descreveram em detalhes como as medidas Doppler observadas em sistemas precipitantes com grande extensão podiam ser utilizadas para calcular tanto a velocidade como a direção do vento, além da velocidade de queda em diferentes alturas. Neste estudo, eles propuseram uma estratégia de varredura aonde o feixe do radar fica direcionado a uma elevação constante porém com largura de pulsos (gates) que variam em altitudes sucessivas.

A medida que o feixe gira, o radar proporciona uma velocidade radial versus azimute: VAD

Geometria do VAD

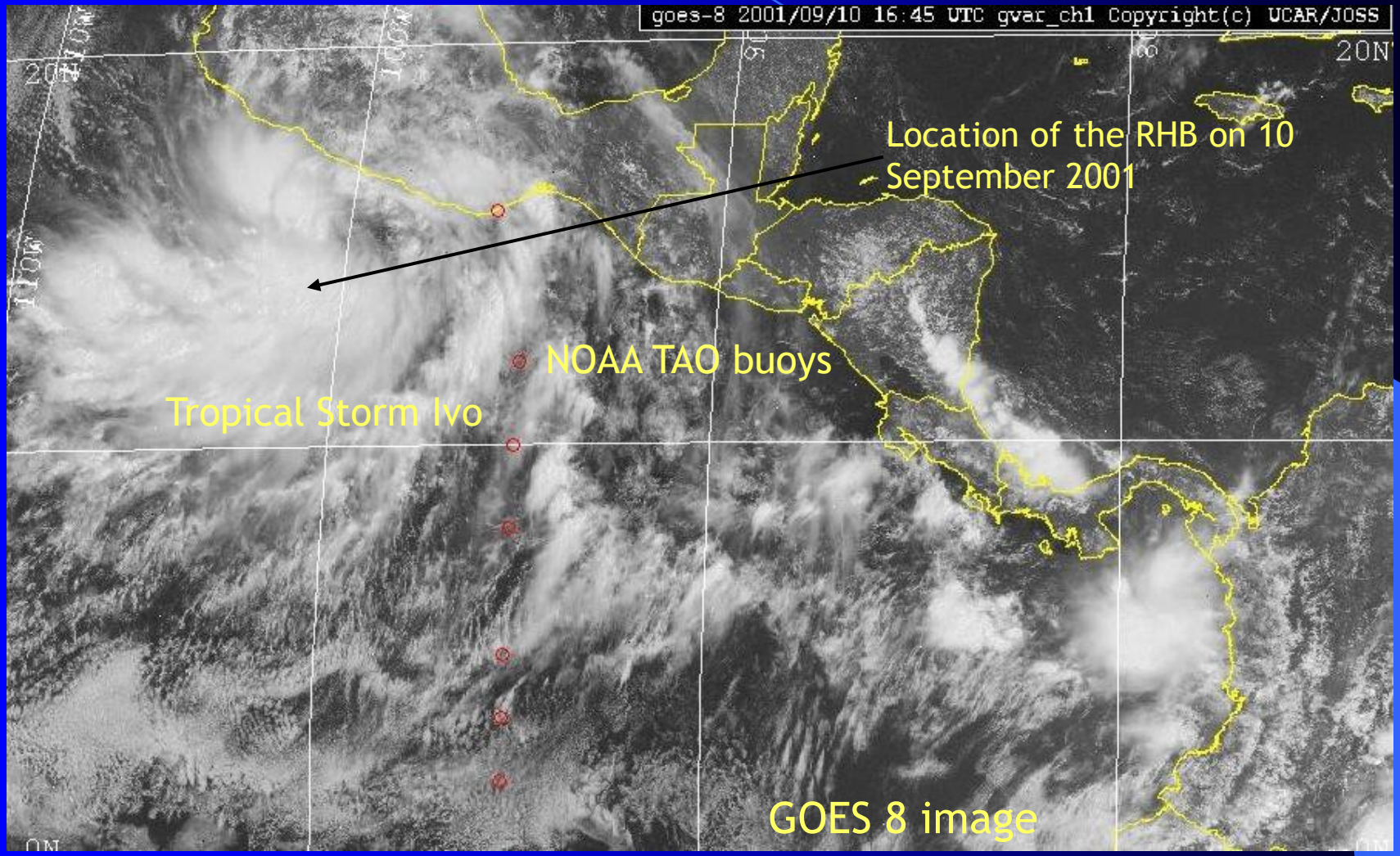


A velocidade radial média é representada como uma onda senoidal em função do azimute. A amplitude e a fase da curva senoidal representam a velocidade e direção na altitude da medida e o deslocamento da curva senoidal a partir da velocidade zero é a medida da velocidade terminal das particulas (Lhermitte e Atlas, 1961)

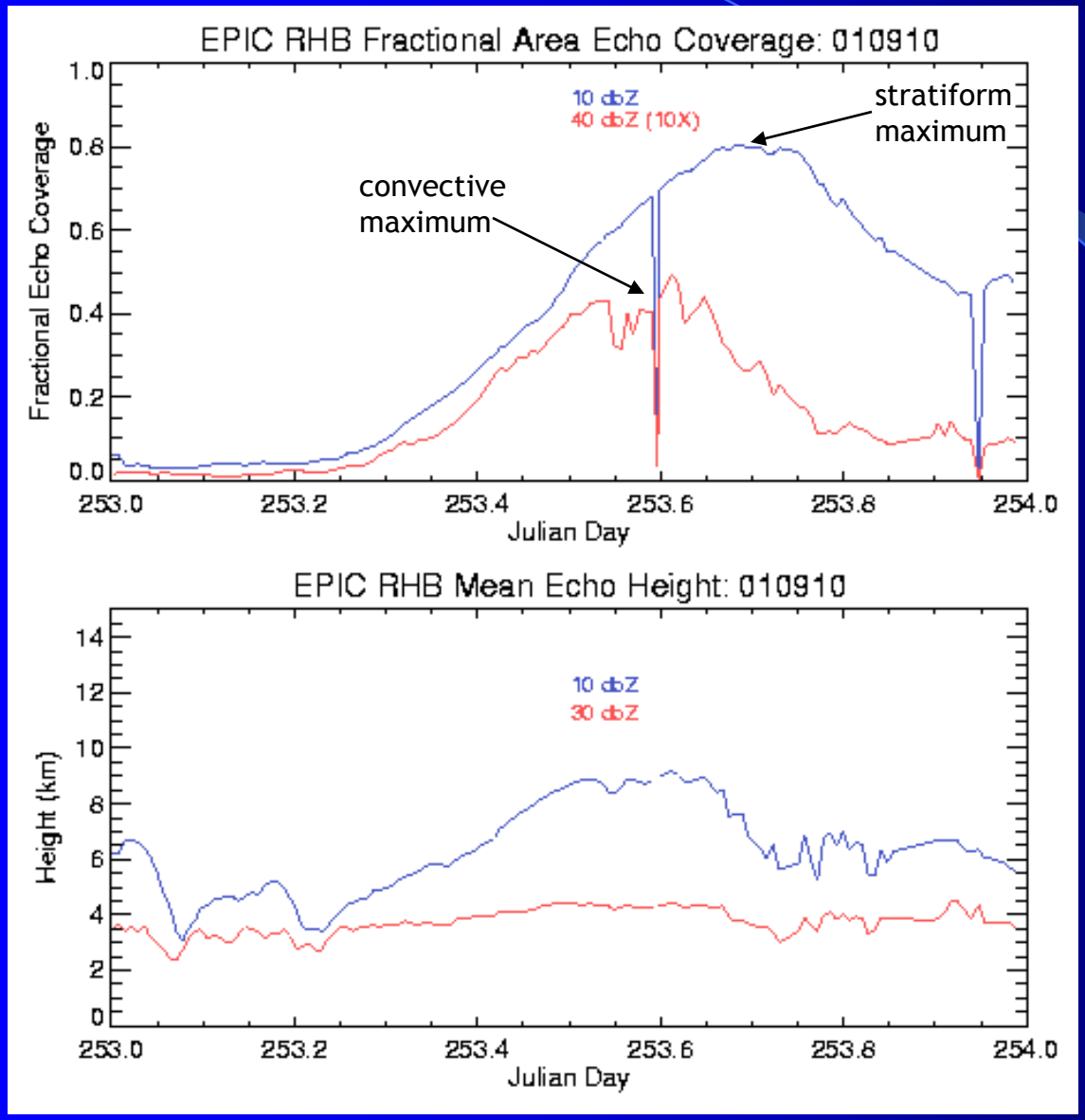


O campo de vento de uma "translação pura" – vento máximo se aproximando = vento máximo se afastando

Vamos utilizar alguns exemplos de VAD em 10 de Setembro de 2001, durante o EPIC-2001



Série temporal dos eco de radar em 10/09/2001

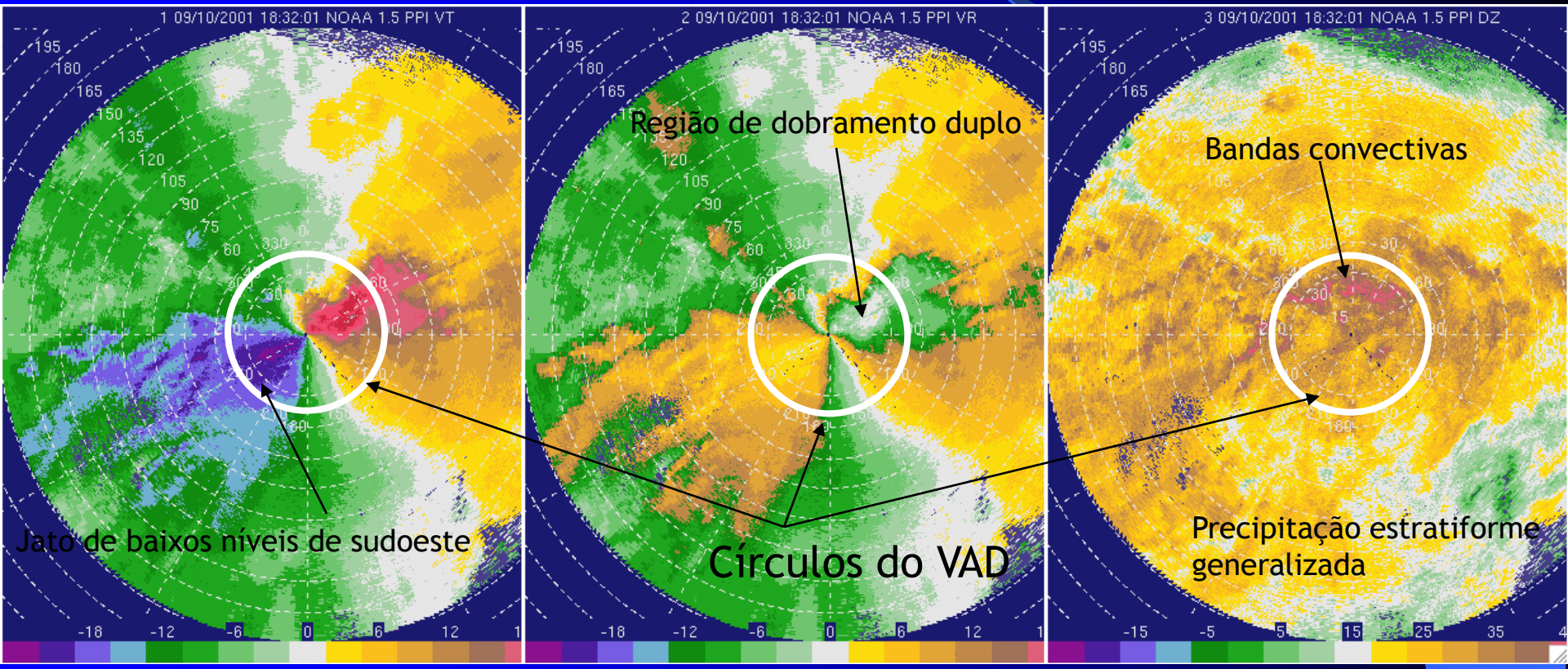


Usando PPI da 1o elevação para varrer um alcance de 150 km (> 70,000 km^2), tivemos cobertura de até 80% por várias horas

A maior cobertura foi observada durante a passagem da Tempestade Tropical Ivo durante o EPIC-2001

PPI durante o Ivo as 18:31 UTC

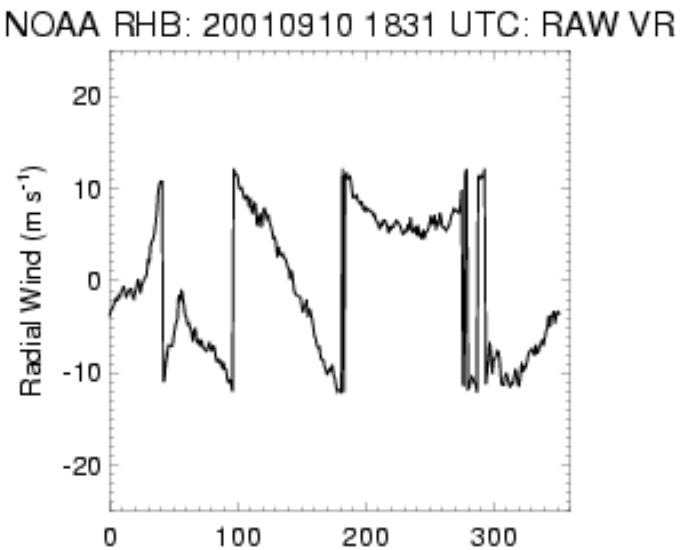
Corrigido - V_R | Não Corrigido - V_R | DZ



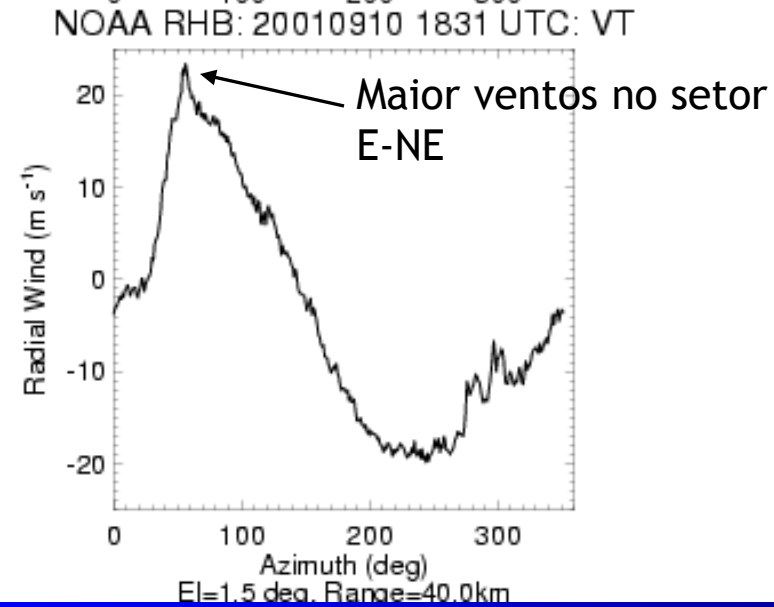
A vel. Nyquist no radar band C RHB é 12.2 m/s

Exemplo do Vento de VAD no IVO

Dado bruto de V_R – sem correção de dobramento



Corrigido V_R



V_R não corrigido não tem coerencia

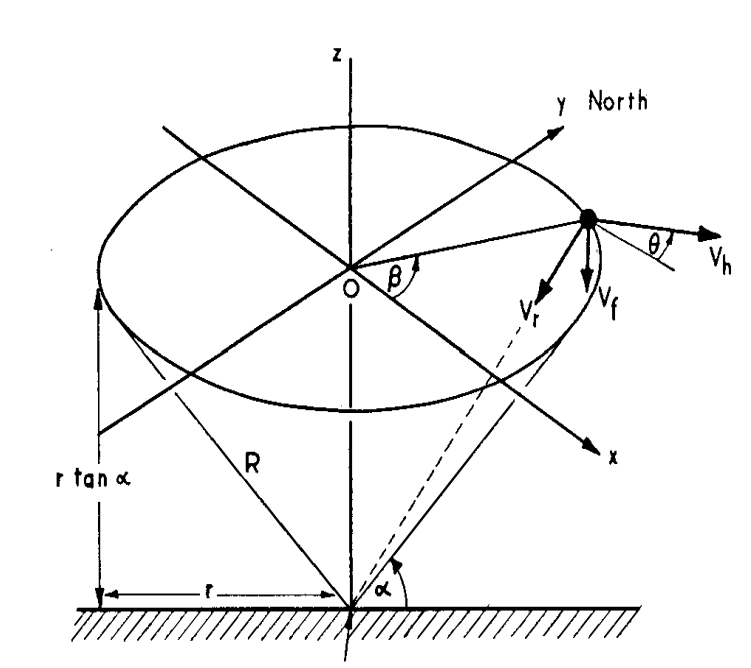
VR corrigido apresenta a forma senoidal clássica

O vento máximo é do quadrante E-NE e não é simétrico com o vento que se aproxima de W-SW

O campo do vento não é uma “pura translação” – a componente de divergência tb existe

O que podemos extrair de um VAD?

Caton (1963) e Browning e Wexler (1968) estenderam o conceito de VAD para recuperar o campo de divergência de vento. Sendo que Browning e Wexler se preocuparam com as propriedades cinemáticas quando a velocidade do vento não é horizontalmente uniforme ao longo do círculo do VAD.



Browning and Wexler 1968

Usando a convenção de Browning and Wexler's:

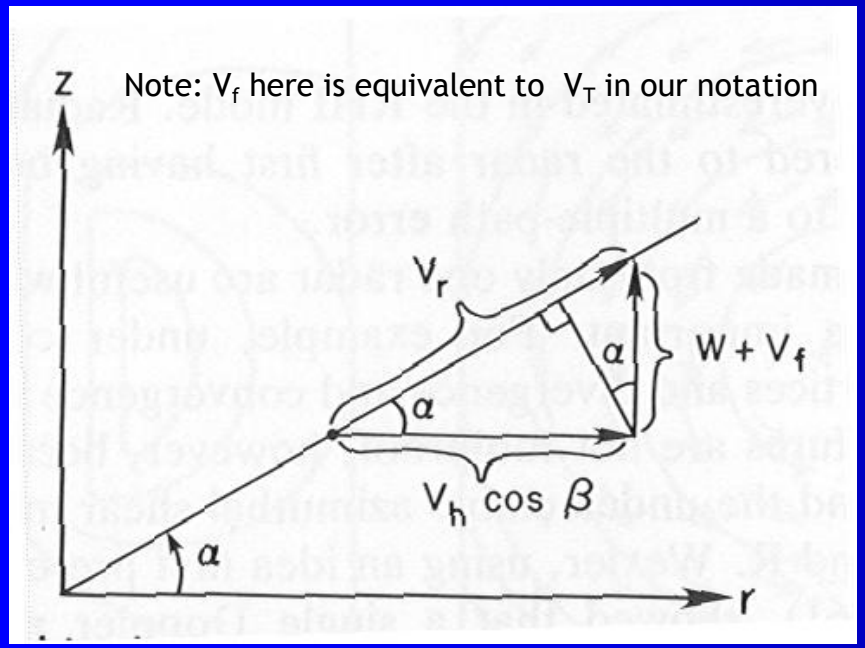
V_R = Vel. Radial e $V_R > 0$ fluxo em direção ao radar
V_f = Vel. Terminal das particulas e $V_f > 0$ p/ baixo
$V_f = w - V_T$
V_h = vetor do vento horizontal

$$V_R = -V_h(\beta)\cos(\beta-\Theta)\cos(\alpha) + V_f(\beta)\sin(\alpha) \quad (1)$$

β= ângulo do azimute, α = ângulo elevação,
e Θ = ângulo entre a direção do vento e o leste

$$V_R = -V_x\cos(\beta)\cos(\alpha)-V_y\sin(\beta)\cos(\alpha) + V_f\sin(\alpha) \quad (2)$$

Por simplicidade vamos assumir que o vento (Vh) é paralelo ao eixo-x (leste-oeste). Neste caso $\Theta=0$



Bluestein (1992)

Portanto a componente radial do vento (V_R) se reduz a:

$$V_R = V_h\cos(\beta)\cos(\alpha) + (w+V_T)\sin(\alpha)$$

Assumindo que o campo do vento varia quase que linearmente dentro da área do VAD, Vx e Vy podem ser expandidos em séries de Taylor (retendo somente os termos lineares):

$$V_x = V_{x0} + \overline{\frac{\partial V_x}{\partial x}} x + \overline{\frac{\partial V_x}{\partial y}} y, \quad (3)$$

$$V_y = V_{y0} + \overline{\frac{\partial V_y}{\partial x}} x + \overline{\frac{\partial V_y}{\partial y}} y. \quad (4)$$

Onde V_{x0} e V_{y0} representam o vento no centro do VAD (círculo).

Adotando x = rcos(β), y = rsin(β), $V_f = V_{f0}$ (vel. Terminal cte ao longo da área do VAD)

$$\begin{aligned} V_R(\beta) = & -\tfrac{1}{2} r \cos\alpha \left(\overline{\frac{\partial V_x}{\partial x}} + \overline{\frac{\partial V_y}{\partial y}} \right) + V_{f0} \sin\alpha \\ & - V_{x0} \cos\alpha \cos\beta - V_{y0} \cos\alpha \sin\beta \\ & - \tfrac{1}{2} r \cos\alpha \left(\overline{\frac{\partial V_x}{\partial x}} - \overline{\frac{\partial V_y}{\partial y}} \right) \cos 2\beta \\ & - \tfrac{1}{2} r \cos\alpha \left(\overline{\frac{\partial V_x}{\partial y}} + \overline{\frac{\partial V_y}{\partial x}} \right) \sin 2\beta. \end{aligned} \quad (5)$$

Logo Eq. 5 pode ser decomposta em uma série de Fourier da seguinte forma:

$$V_R = \tfrac{1}{2}a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos n\beta + b_n \sin n\beta). \quad (6)$$

Comparando as eqs (5) e (6), temos que vários parâmetros cinemáticos podem ser expressos em função dos termos dos coeficientes de Fourier:

$$a_0 = -r\cos\alpha\left(\underbrace{\frac{\partial \overline{\overline{V_x}}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{\overline{V_y}}}{\partial y}}_{A}\right) + 2V_{f_0}\sin\alpha, \quad \Big\}$$

Harmonico ordem 0

$$a_1 = -V_{x_0}\cos\alpha,$$

$$b_1 = -V_{y_0}\cos\alpha, \quad \Big\}$$

Primeiro harmonico

$$a_2 = -\tfrac{1}{2}r\cos\alpha\left(\underbrace{\frac{\partial \overline{\overline{V_x}}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{\overline{V_y}}}{\partial y}}_{B}\right),$$

$$b_2 = -\tfrac{1}{2}r\cos\alpha\left(\underbrace{\frac{\partial \overline{\overline{V_x}}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{\overline{V_y}}}{\partial x}}_{C}\right), \quad \Big\}$$

Segundo harmonico

A = Divergência horizontal, B = deformação por alongamento e, C = deformação por cisalhamento

$$V_R = 1/2a_0 + a_1\cos(\beta) + b_1\sin(\beta) + a_2\cos(2\beta) + b_2\sin(2\beta) + \ldots$$

Logo, as propriedades cinemáticas do campo de vento são:

Para valores fixos de r e α

Se V_R é medido em intervalos azimutais de 10º:

$$a_0 = 1/18\Sigma_{i=1}^{36} V_{ri}$$

$$a_n = 1/18\Sigma_{i=1}^{36} V_{ri} \cos(n\beta_i)$$

$$b_n = 1/18\Sigma_{i=1}^{36} V_{ri} \sin(n\beta_i)$$

onde n = 1,2

Divergence:

$$\operatorname{div}\mathbf{V}_h = -\frac{a_0}{r\cos\alpha} + \frac{2V_{f0}}{r}\tan\alpha$$

Wind speed:

$$V_h = -(a_1^2+b_1^2)^{\frac{1}{2}}/\cos\alpha$$

Wind direction:

$$\left.\begin{aligned} \theta &= \frac{\pi}{2} - \tan^{-1}\frac{a_1}{b_1}, \text{ when } b_1 \text{ is negative} \\ &= \frac{3\pi}{2} - \tan^{-1}\frac{a_1}{b_1}, \text{ when } b_1 \text{ is positive} \end{aligned}\right\}$$

Resultant deformation:

$$\operatorname{def}_r\mathbf{V}_h = -2(a_2^2+b_2^2)^{\frac{1}{2}}/r\cos\alpha$$

Orientation of the axis of dilatation:

$$\left.\begin{aligned} \gamma &= \frac{\pi}{4} - \tfrac{1}{2}\tan^{-1}\frac{a_2}{b_2}, \text{ when } b_2 \text{ is negative} \\ &= \tfrac{3}{4}\pi - \tfrac{1}{2}\tan^{-1}\frac{a_2}{b_2}, \text{ when } b_2 \text{ is positive} \end{aligned}\right\}$$

Exemplo de campos de vento e assinaturas correspondentes de VAD

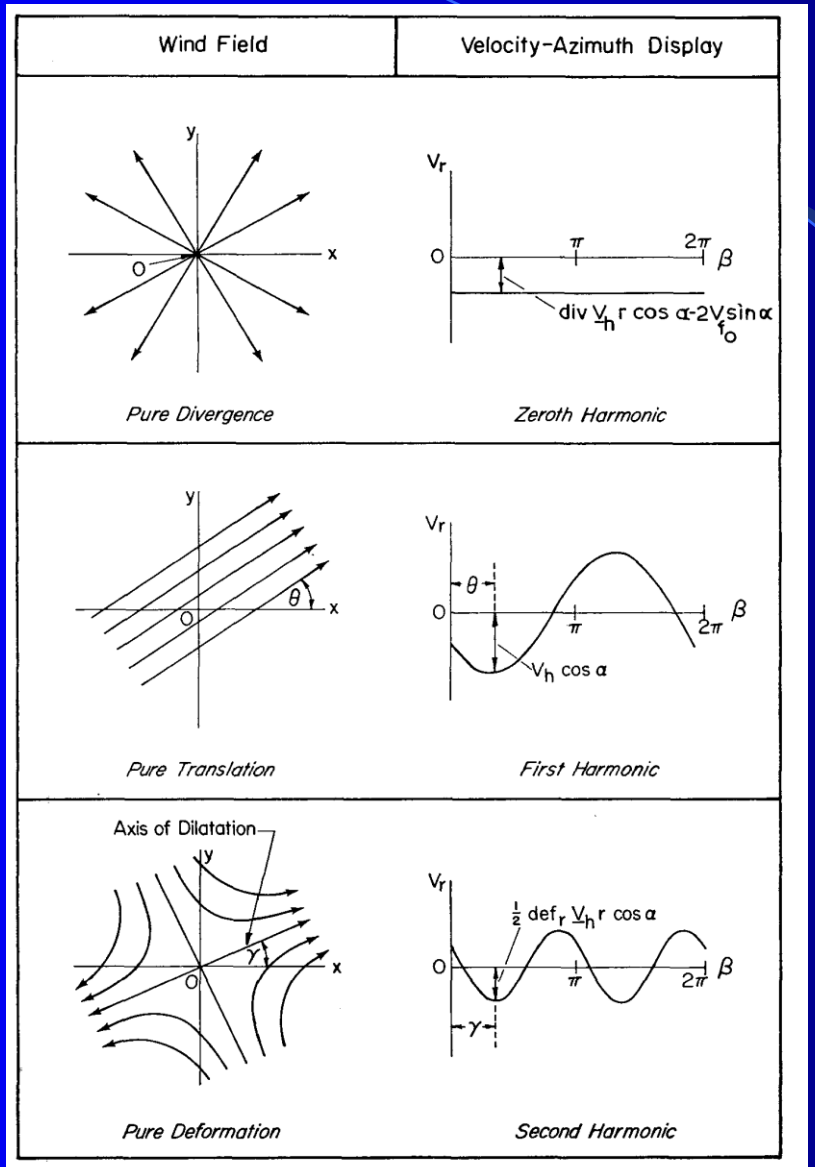


FIG. 2. Three simple wind fields and the corresponding VAD's.

a_0

a_1, b_1

a_2, b_2

Browning and Wexler 1968

A partir da variação de α, as propriedades cinemáticas do vento podem ser medidas em função da altura

Entretanto, existe uma importante limitação na técnica de VAD, ou seja, a divergência só pode ser calculada se a Vel. Terminal V_T é conhecida ou se o ângulo de elevação α é pequeno:

Dada que existe uma diferença entre a V_T entre a chuva e a neve, α pode ser mais alto para medidas de precipitação extensa/generalizada acima do nível de derretimento do que em níveis mais baixos. De todas as maneiras, α é relativamente pequeno para fazer com que o termo $V_f \sin(\alpha) \rightarrow 0$

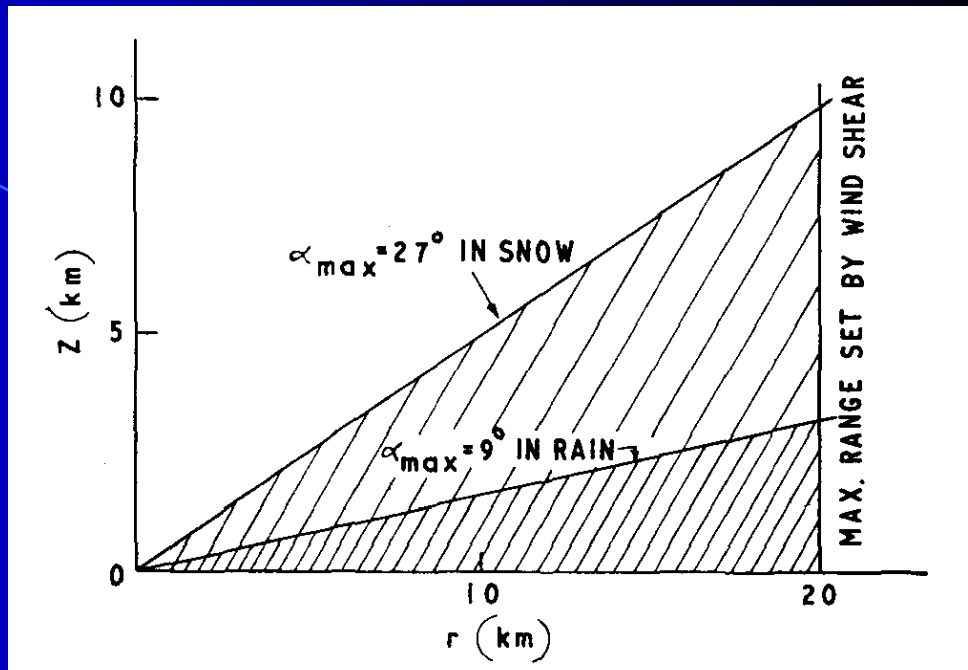


FIG. 3 Permissible scanning ranges and heights for optimum accuracy in widespread snow and rain, calculated for a radar with a half-power beam width of 1°; for a 2° beam all ranges should be halved.

Browning and Wexler 1968

Este é o grande problema da análise convencional do VAD.

Ilustração da Vel Azimutal Estendida – EVAD

Srivastava et al (1986); Matajka e Srivastava (1991)

Muito utilizada na comunidade de radar

Existem várias maneiras de extrairmos as propriedades cinemáticas a partir do vento médio obtido por medidas Doppler. Todas as técnicas de recuperação com um radar Doppler fazem algumas suposições sobre variações do campo de vento dentro do domínio da análise.

Lembrando que o VAD estava limitado à suposição que as variações do vento eram lineares e que tinha que usar ângulos de elevação baixos.

EVAD é parecido com o VAD, ou seja, utilizado para diagnosticar os campos de vento de mesoescala porém utiliza ângulos de elevação mais altos além de assumir que o vento tem uma variação maior (quadrática x linear)

Esta técnica foi utilizada primeiramente em linhas de estabilidade de latitudes médias, porém mais tarde foi aplicada tanto em MCS tropicais como de latitude média (Rutledge et al. 1988; Keenan and Rutledge 1993; Cifelli et al. 1996, etc).

Noções básicas sobre EVAD

A partir do VAD, tinhamos que o campo de vento V_x e V_y eram as aproximações de 1º ordem da série de Taylor

No EVAD, nós retemos 2 termos adicionais da série de Taylor de forma que a expansão se torne quadrática

Logo V_R fica representado por 7 termos

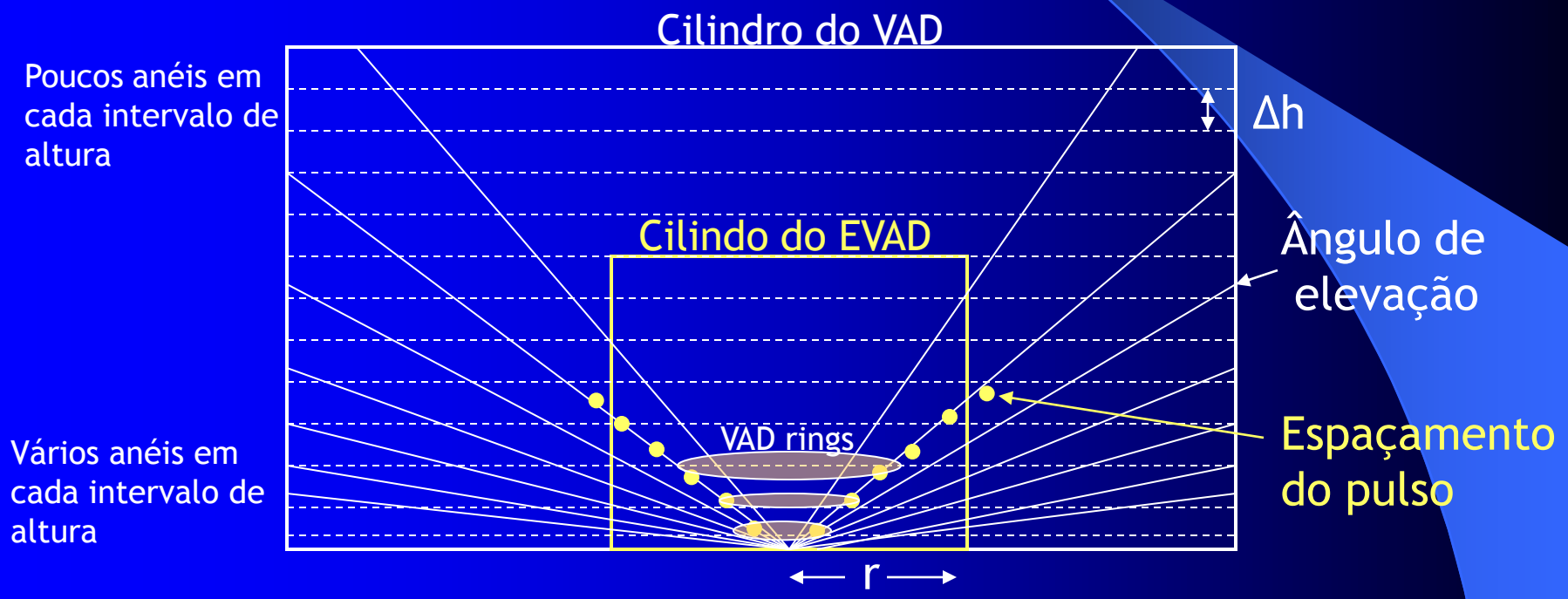
$$1/2a_0 + a_1\sin(\beta) + b_1\cos(\beta) + a_2\sin(2\beta) + b_2\cos(2\beta) + a_3\sin(3\beta) + b_3\cos(3\beta)$$

Agora, tanto a divergência (DIV) como a vel. Terminal de queda (V_T) são solucionadas de forma conjunta em camadas individuais de altura Δh ((usualmente obtidas a partir de espaçamentos do pulso do radar – ex. 500m)

Em contraste com VAD, EVAD faz uso tanto de altas como baixas elevações, uma vez que cada uma destas elevações contribue de forma diferente para V_T e a DIV.

Noções básica sobre EVAD

A região de análise do EVAD é um cilindro em torno do radar com raio r. O raio (em geral 30-40 km) está limitado com a proximidade de regiões convectivas aonde o campo do vento excede o modelo quadrático e temos falta de dados (buracos) a longas distâncias.

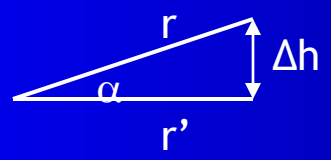


Da mesma forma que o VAD, este método tem os melhores resultados quando aplicado a ecos próximos do radar (Matejka e Srivastava, 1991 recomendam espaçamentos < 30º) de forma que as funções básicas formem um conjunto ortogonal e assim o procedimento não se torne sensitivo às hipóteses do campo de vento.

Solução do EVAD

O ponto crucial é re-escrevermos os termos harmônicos de ordem 0:

$2a_0/r\cos(\alpha) = DIV - 2V_T(\sin(\alpha)/r\cos(\alpha) = DIV - 2V_T(\Delta h/r^2)$



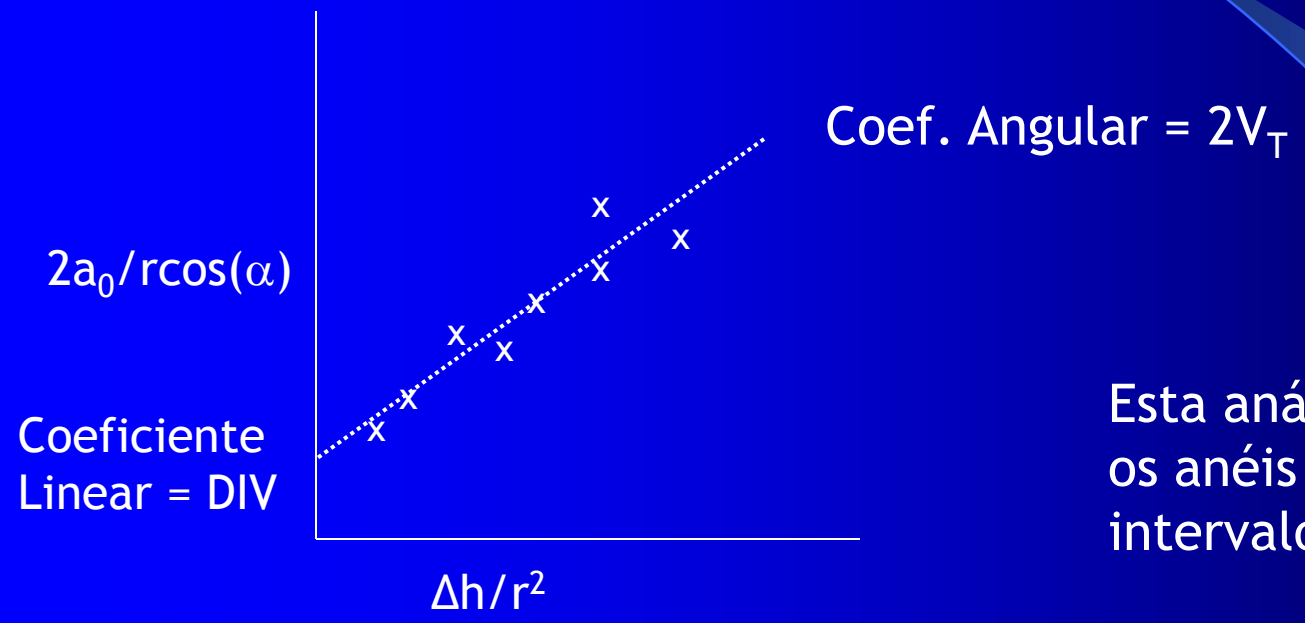
$\tan(\alpha) \approx \Delta h/r \quad r \approx r'$

$2a_0/r\cos(\alpha) = DIV - 2V_T(\Delta h/r^2)$ podem ser resolvidos como se fosse uma equação de reta

Coef. linear Coef. angular

Assumindo que DIV e VT são horizontalmente uniformes (independente de r) e que são constantes dentro de cada intervalo de altura Δh

Solução do EVAD



Esta análise é feita para todos os anéis possíveis em cada intervalo Δh

As varreduras de EVAD requerem aquisições do tipo VAD sobre um domínio relativamente grande de ângulos de elevação (entre 0,5 a 50º)

Para α pequeno, grande parte de a_0 é devido a DIV
Para α grande, grande parte de a_0 é devido a V_T

Como aplicamos na prática o EVAD

1. Dividir os dados volumétricos em anéis horizontais. Cada anel consiste de um conjunto de dados a uma elevação e distância específica ao longo do feixe do radar (espaçamento dos pulsos)
2. Ajustar uma série de Fourier em cada anel – calcular os coeficientes de Fourier
3. Remover os dados espúrios – outliers
   - Limiar para eco de terreno
   - Limiar para desvios da curva senoidal de Fourier
   - Limiar para potência e refletividade mínima
4. Especificar Δh
5. Calcular DIV e V_T a partir de $2a_0/r\cos(\alpha) = DIV - 2V_T(\Delta h/r^2)$ para cada incremento de Δh
6. Integrar a eq. da continuidade anelástica para calcular w(z)

A forma anelástica da equação da continuidade é apropriada para uma atmosfera "profunda", aonde a densidade varia substancialmente com a altura (oposto à aproximação de uma atmosfera baixa):

$$[1/\rho(z)](w)\partial \rho/\partial z = DIV_H$$

Vantages do EVAD

- Pode ser utilizada em sistemas precipitantes profundos (alta elevação)
- V_T não precisa ser conhecido (proporciona informação de microfísica)
- A hipótese de campo linear de vento está relaxada

Desvantages e Fontes de Error

- Assumi-se que DIV e V_T são independentes de (r) e altura dentro de Δh
- Assumi-se que o campo de vento é quadratico
- Concebido para calcular o movimento de mesoescala (convecção/turbulência são considerados dados espúrios)
- Poucos anéis em altas elevações
- Sensível à localização do topo da camada
- Sensível à falta de dados (buracos) próximo ao radar

Problemas com condições de contorno

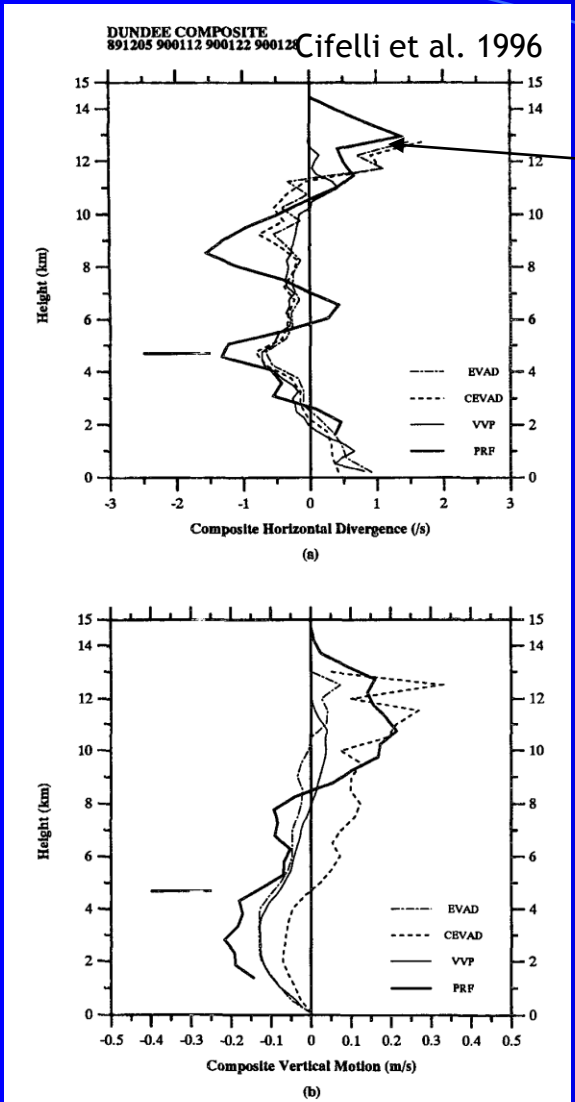
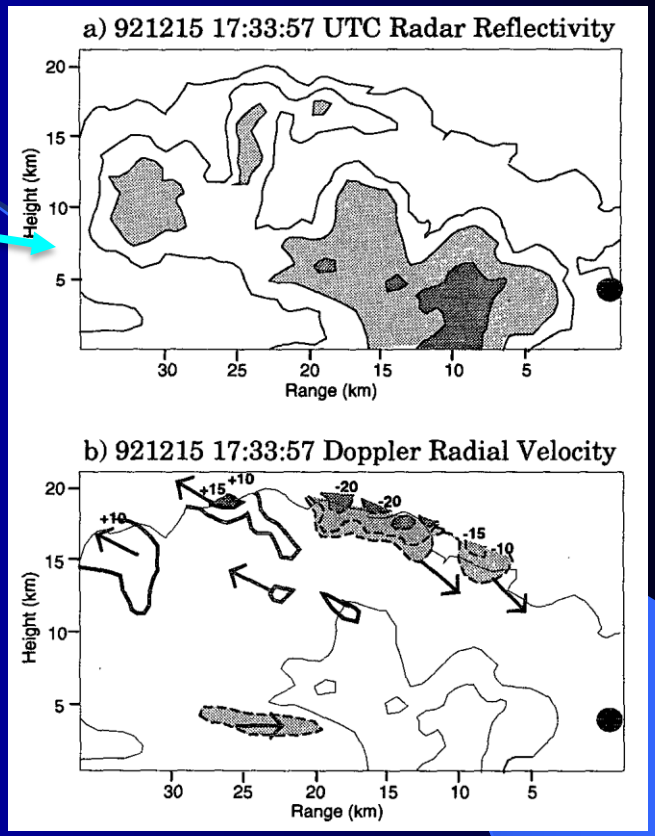


FIG. 8. (a) Composite mean horizontal divergence (10^{-4} s^{-1}) and (b) vertical motion (m s^{-1}) profiles for the wind profiler, EVAD, CEVAD, and VVP single-Doppler retrievals. Line type corresponding to each analysis method is shown in the lower right portion of each plot. The composites were constructed from a total of 22 individual profiles for each method.

A divergência sempre ocorre acima ou abaixo do echo top de um radar volumétrico

Logo, isso representa um grande problema no perfil vertical da vel. Vertical do ar !

Para o EVAD, a localização de w = 0 no topo da condição de contorno é usualmente o echo mais alto em uma das 3 elevações mais altas analisadas com o VAD

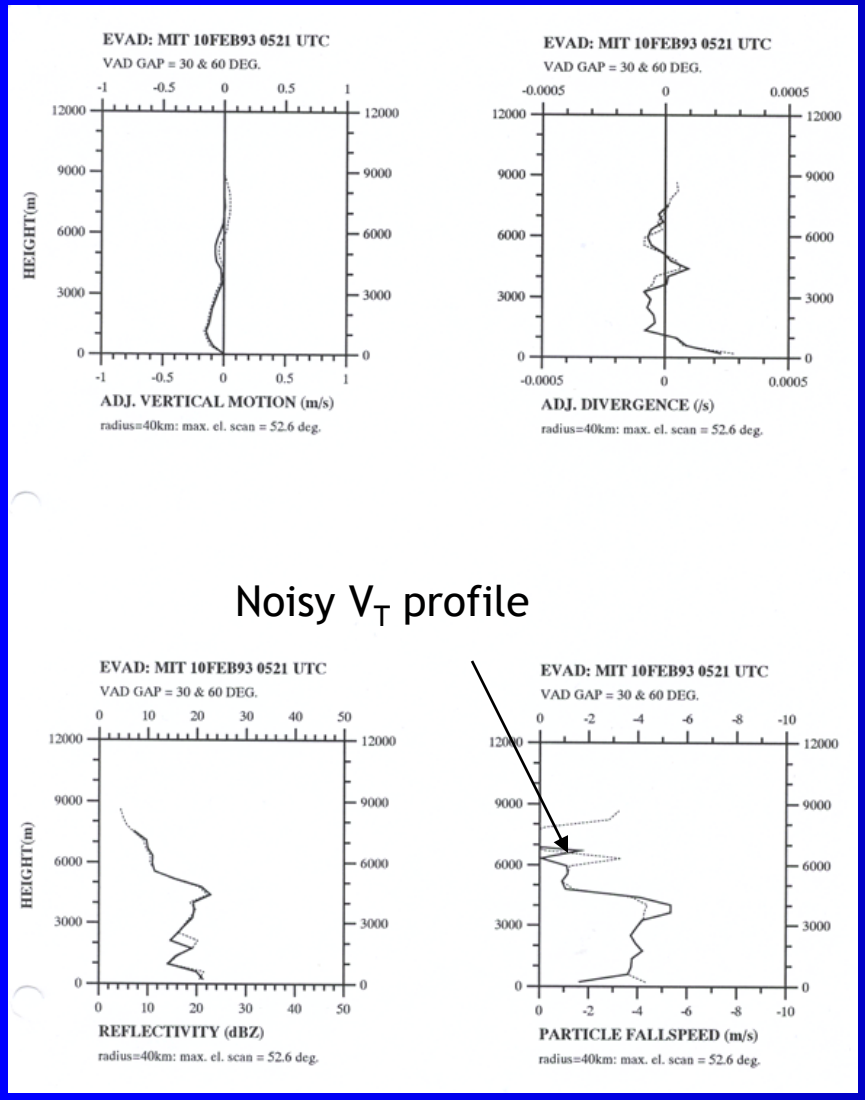


Mapes and Houze 1995

Perfis a partir de medidas com radar em Avião durante o TOGA COARE

Comparação com o perfilador de VHF X perfis com um radar volumétrico (DUNDEE)

Como sabemos que o perfil do EVAD é confiável?



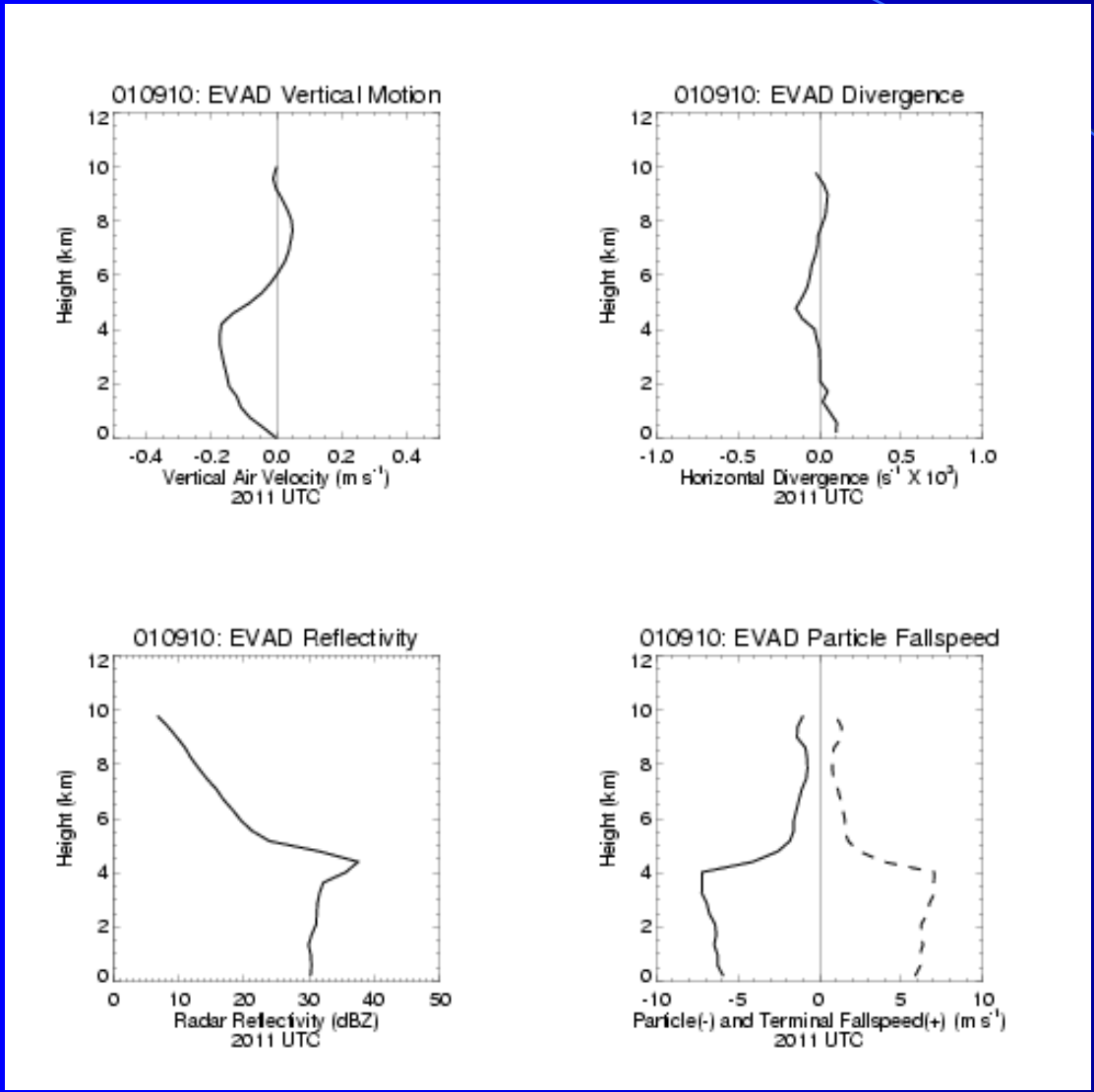
Noisy V_T profile

- Examine o perfil do VAD e questione se o campo de vento é razoável?
- Os perfis de V_T e DIV – apresentam muito ruído?
- Sensível à localização de w=0
- Sensível aos buracos da varredura

De todas as maneiras sempre tome muito cuidado com estes perfils. Não aposte a sua reputação…… (Rutlledge comments) …

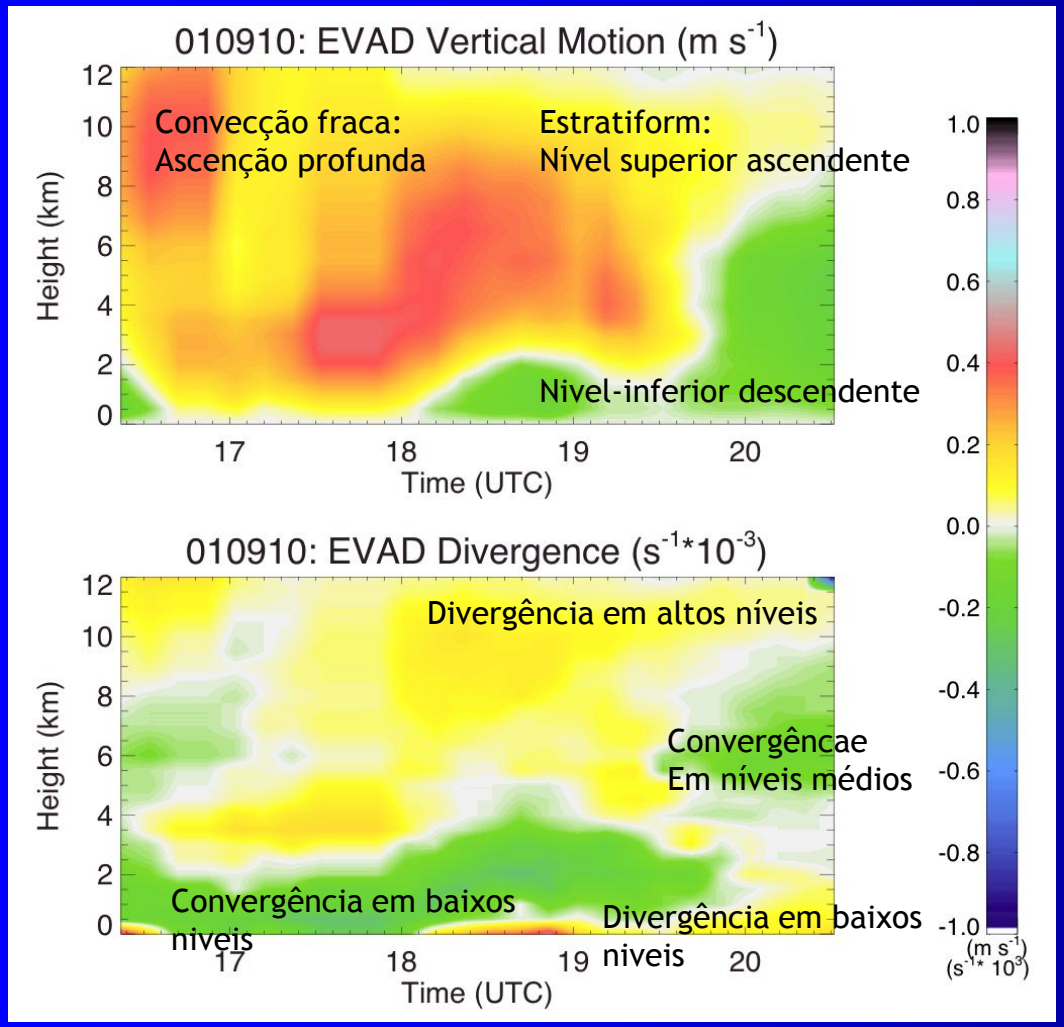
EVAD retrieval from TOGA COARE (10 February 1993)

Um exemplo confiável



EPIC-2001 EVAD retrieval

Série temporal da estrutura cinemática durante a Tempestade Tropical Ivo: EPIC-2001



Transição entre uma convecção fraca para uma estrtura estratiforme

Outras técnicas com um radar doppler

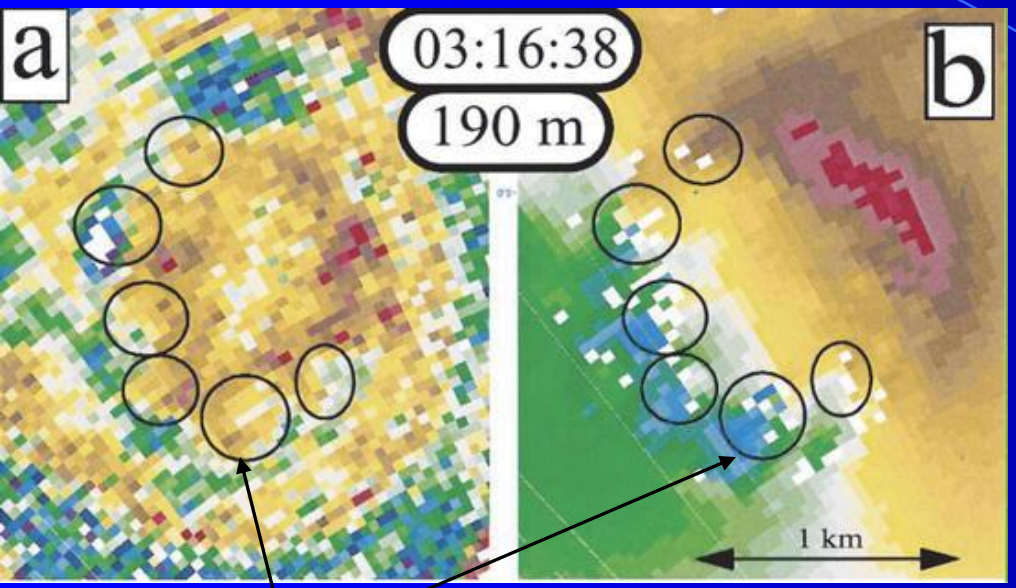
CEVAD (Concurrent Extended Velocity Azimuth Display - Matejka 1993):
Similar ao EVAD, porém a solução da DIV e VT é feita simultaneamente a partir de um algoritmos variacional – não é independente como o EVA. Assim as condições de contorno no topo e em baixo do cilindro são satisfeitas automaticamente durante a solução da Divergência.

VVP (Velocity Volume Processing - Waldteufel and Corbin 1979; Boccippio 1995)
Assume campo de vento linear ao longo do domínio. A diferença fundamental entre o VAD e VVP é que no VVP nós escolhemos um parâmetro do campo de vento para recuperar a partir do radar e assim determinamos as funções básicas correspondente para criar um modelo de regressão. No VAD definimos as funções básicas e derivamos as componentes do campo de vento a partir dos parâmetros da regressão.

GBVTD (Ground-Based Velocity Track Display - Lee et al. 1999)
O GBVTB utiliza análise harmônica similar ao VAD para decompor o campo do vento em componentes tangencial, radial e transversal da velocidade do vento

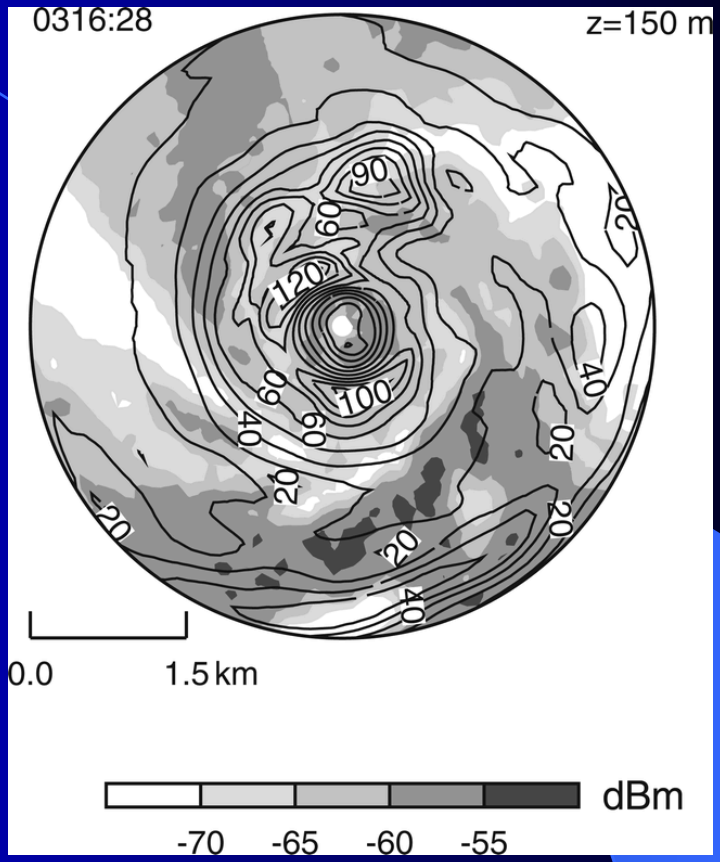
Observações do DOW em um tornado

Potência de Retorno VR



Múltiplos vórtices observados dentro de um enorme Tornado

Vento tangencial utilizando o método GBVTD



Mulhall tornado (Maio 1999, Mulhall OK)

Lee and Wurman (2005), Doppler on Wheels (DOW) 3-cm radar, radar estava a 4-9 km do tornado. Vel. Nyquist era de 128 m s^{-1}