

ÍNDICES DE INSTABILIDADE PARA PREVISÃO DE  
CHUVA E TEMPESTADES SEVERAS

Maria Assunção F. Silva Dias

Departamento de Ciências Atmosféricas  
Instituto Astronômico e Geofísico  
Universidade de São Paulo

Março 2000

## Introdução

Os índices de instabilidade baseados em perfis verticais de temperatura, umidade e vento são usados para sintetizar algumas características termodinâmicas e de cisalhamento do vento típicas de situações convectivas. Dentre as situações convectivas distinguimos duas categorias:

- grandes acumulações de chuvas, sem granizo e com ventos moderados.

São em geral chuvas mais prolongadas vindas de sistemas estacionários ou de séries sucessivas de sistemas que tem trajetória semelhante.

- grandes intensidades de chuva, queda de granizo e fortes ventanias.

Em geral as células convectivas tem deslocamento bem definido e não produzem grandes acumulações de chuva; há possibilidade de rajadas intensas, micro-explosões e tornados, porém cada caso tem que ser monitorado de perto. Estas tempestades são denominadas tempestades severas.

Se definirmos eficiência de precipitação como

$$\% \text{ precip} = \frac{\text{precip.observada.na.área}}{\text{convergência.de.umidade.em.níveis.baixos.na.área}}$$

e definirmos cisalhamento do vento como

$$cis.vento = \frac{V_{500} - V_{1000}}{Z_{500} - Z_{1000}}$$

então tipicamente temos o seguinte gráfico:

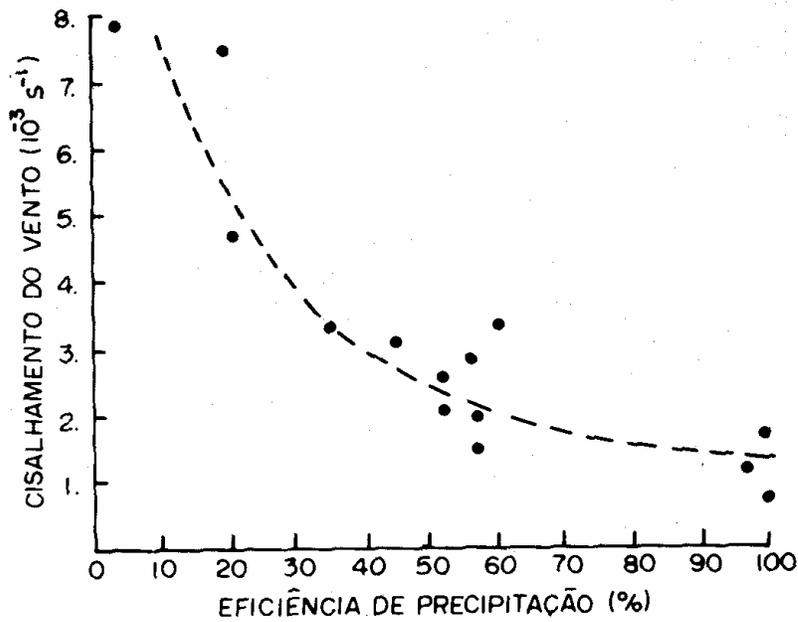


Figura 2 – Diagrama de dispersão do cisalhamento do vento versus eficiência de precipitação para 14 tempestades que ocorreram nas Altas Planícies da América do Norte. A linha tracejada foi manualmente ajustada aos dados. (Marwitz, 1972).

Ou seja, grande cisalhamento vertical indica baixa eficiência de precipitação e tendência a tempestades severas. No caso de tempestades severas, outro ingrediente importante é a existência de uma camada de ar seco em níveis acima de 700 hPa sobreposta a uma camada úmida e quente em níveis baixos, possivelmente com uma inversão que inibe o levantamento espontâneo do ar. O

ar à superfície acaba sendo levantado ou pela topografia ou por um sistema frontal.

O entranhamento de ar ambiente em níveis acima de 700 hPa provoca forte evaporação que intensifica as correntes descendentes que produzem as rajadas em superfície. .

## Índices de instabilidade

Os índices de instabilidade mais utilizados são:

*Showalter*

$$IS = T_{500} - T'_{500}$$

$T'_{500}$  = temperatura obtida pelo levandamento da parcela de ar em 850 mb

*LI – Lifted Index*

$$IS = T_{500} - T''_{500}$$

$T''_{500}$  = temperatura obtida pelo levandamento da parcela de ar com razão de mistura média entre superfície e 850 mb.

$K$

$$K = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} - (T_{700} - TD_{700})$$

*Totals*

$$TT = T_{850} + TD_{850} - 2T_{500}$$

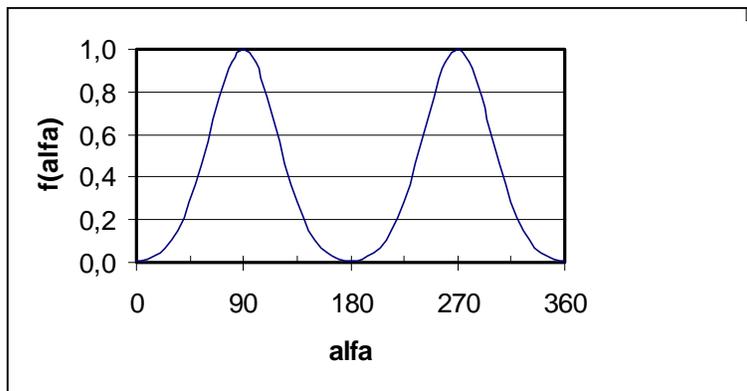
$$CAPE = g \int_{NCC}^{NE} \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} dz$$

$$CINE = g \int_{SUP}^{NCC} \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} dz$$

*Severe – Weather – Threat*

$$SWEAT = 12TD_{850} + 2V_{850} + V_{500} + 20(TT - 49) + 125f(\alpha)$$

$$\alpha = |D_{500} - D_{850}|$$

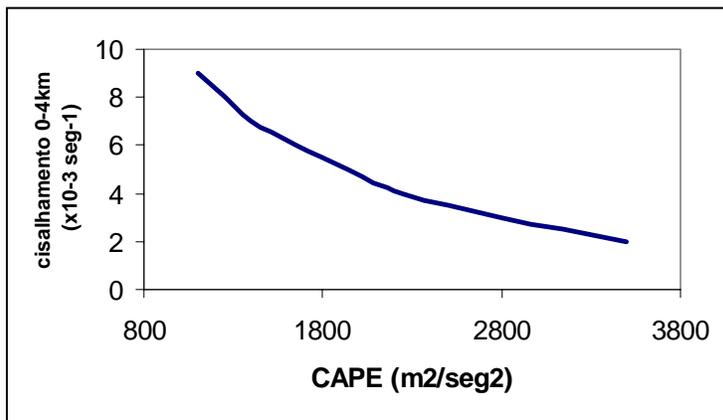


$$f(\alpha) = \exp\left(-\left(\frac{(\alpha - 90)}{40}\right)^2\right)$$

No caso do SWEAT, apenas as contribuições positivas de cada termo são consideradas na conta. Quando a contribuição for negativa, ela é substituída pelo valor zero.

Alguns comentários a respeito dos índices.

Nas expressões de CAPE (Convective Available Potential Energy) e CINE (Convective INhibition Energy),  $T_{vp}$  e  $T_{va}$  são, respectivamente, a temperatura virtual de uma parcela de ar e do ambiente. NCC é o nível de condensação convectiva definido a partir da razão de mistura do ar na superfície e da temperatura que o ar à superfície deveria atingir (às vezes chamada de temperatura convectiva) para estar numa situação instável. NE é o nível de equilíbrio da parcela de ar (correspondente ao topo da nuvem).



A figura acima mostra o cisalhamento do vento nos primeiros 4 km de altura na ordenada e a CAPE na abcissa. A curva indica o limiar definido aproximadamente por vários autores (veja Weisman e Klemp, 1986 ou Rasmussen e Blanchard, 1998) onde, à direita da linha as tempestades que se formam tem probabilidade alta (> 80%) de serem severas com fortes ventos, eventualmente tornados ou microexplosões. À esquerda da curva encontram-se os casos de tempestades não severas.

O parâmetro CINE indica um obstáculo à convecção por haver falta de flutuação próximo à superfície. No caso de CINE = 0 as tempestades se formam espontaneamente e não costumam ser severas. Para CINE > 20 J/kg em geral existe alguma inibição que pode ser vencida por um levantamento forçado.

O CAPE e o CINE como calculados nas fórmulas acima indicam a energia obtida por aquecimento da superfície para haver convecção. Pode-se calcular um outro

CAPE e CINE para levantamento forçado e então o cálculo seria feito a partir da temperatura e razão de mistura do ar à superfície levado até o nível de condensação por levantamento e daí até o nível de convecção espontânea.

O IS e LI denotam apenas a instabilidade da camada e são negativos (menor que -3) quando há umidade e calor nos níveis baixos e ar frio em 500 hPa.

O Índice K para ser significativo (>24) deve haver calor em baixos níveis e umidade em abundância desde a superfície até 700 hPa. Uma camada seca em 700 hPa reduz o valor de K.

O índice TT exige calor e umidade em 850 hPa e frio em 500 hPa e não restringe a umidade em 700 hPa. Se houver uma camada seca em 700 hPa isso não afeta TT.

Portanto se ambos K e TT são altos a tendência é ter chuvas torrenciais. Se K é baixo e TT é alto (>45) então a tendência é ter tempestades severas.

O SWEAT incorpora essas informações dando um peso à umidade em 850 hPa, ao TT alto e incorpora a informação do efeito dos ventos, principalmente quando existe uma diferença de 90 graus (ou 270 graus) entre os ventos em 850 e 500 hPa. Valores maiores que 250 são significativos.

A maioria dos trabalhos sobre tempestades severas e os valores dos índices que se encontram na literatura se referem a tempestades observadas nas planícies do meio-oeste norte-americano. Por estarem nas latitudes médias, essas tempestades estão embebidas numa atmosfera que tem algumas diferenças com relação ao ambiente subtropical das regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil:

- a tropopausa nas latitudes médias está mais baixa do que nos sub-tropicais e isso faz com que os valores de CAPE não sejam diretamente comparáveis.

Segundo Blanchard (1998) deveriam ser usados CAPE e CINE normalizados pela altura onde se faz a integração.

- os gradientes térmicos horizontais nas latitudes médias são mais intensos levando a cisalhamentos verticais mais altos do que nos subtropicais.
- climatologias diferentes levam a índices de instabilidade com valores de referência nem sempre significativos.

No trabalho de Benetti e Silva Dias (1986) foram obtidos os seguintes resultados com base em 6 anos de radiossondagens em Congonhas, SP:

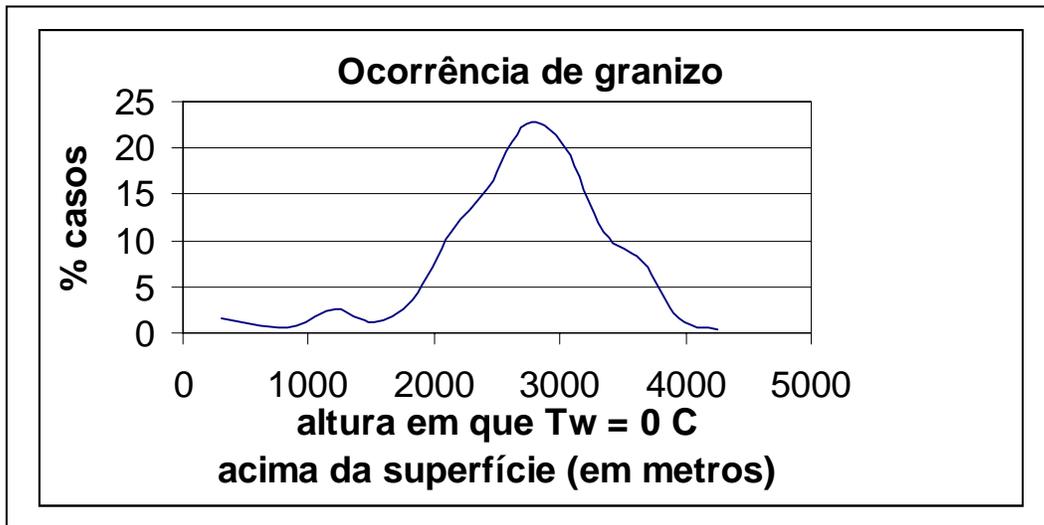
Índice	Valor de referência na literatura	Valor extremo observado
K	24	28
TT	40	62
IS	0	-23
LI	0	-26
SWEAT	250	871
CAPE	0	4995

### Previsão de granizo

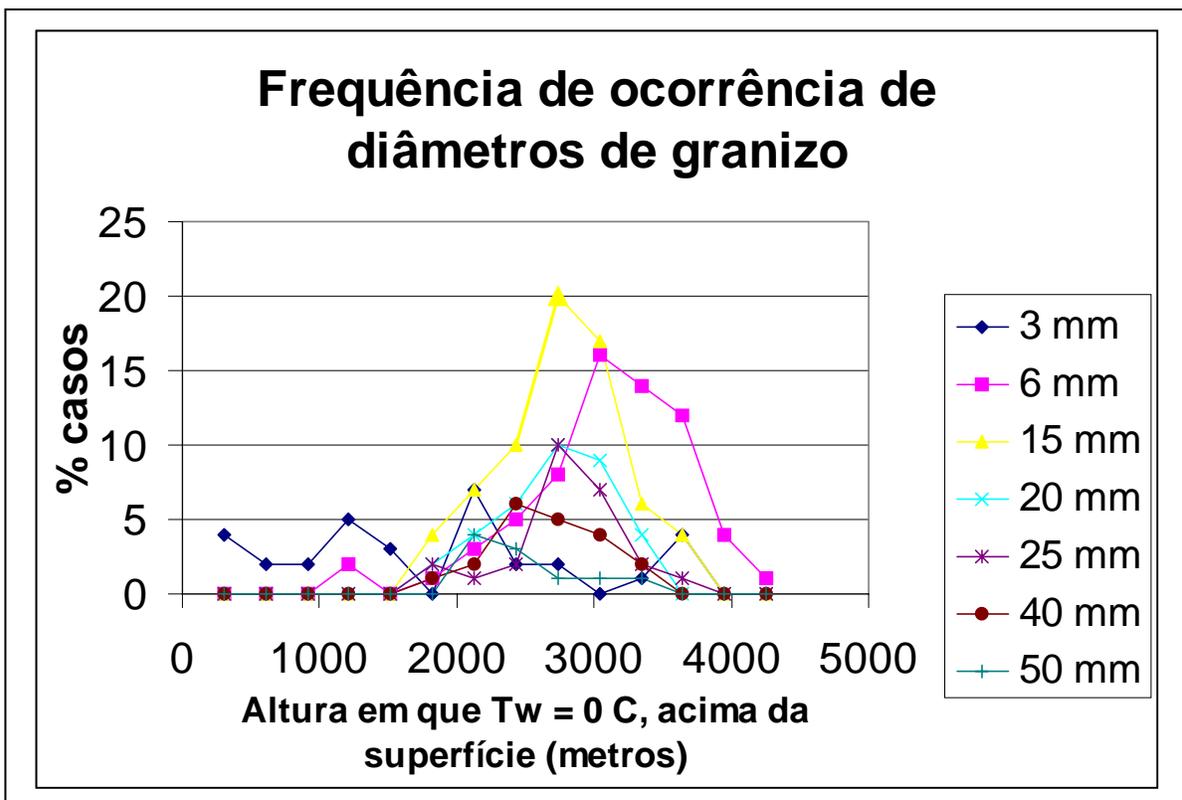
A previsão de granizo combina a previsão de tempestades severas com alguns itens adicionais. É importante que TT seja maior que 50 e K não precisa ser muito alto pode ser por volta de 24, IS e LI devem ser negativos e SWEAT deve ser > 270

Num artigo histórico, Fawbush e Miller (1953) mostraram que granizo está associado a altura em que a temperatura de bulbo úmido  $T_w$  vai para zero. Ou seja, para a formação de granizo,  $T_w = 0$  C tem que estar idealmente na altura

acima da superfície entre 2000 e 3500 m. O gráfico abaixo foi produzido por Fawbush e Miller com base em 274 casos de ocorrência.



Para cada nível de altura da isoterma de  $T_w = 0\text{ C}$ , existe também uma frequência preferencial de diâmetros do granizo; isso pode ser visto na figura a seguir.



## Referências bibliográficas

- Benetti, C.A.A. e M.A.F. Silva Dias, 1986: Análise da performance de índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo. Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, DF, 20-24 outubro, v.2, 65-70.
- Blanchard, D. O., 1998: Assessing the vertical distribution of Convective available potential energy. *Weather and Forecasting*, 13, 870-877.
- Fawbush, E. J. e R. C. Miller, 1953: A method for forecasting hailstone size at the earth surface. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 34, 235-244.
- Marwitz, J. D., 1972: Precipitation efficiency of thunderstorms on the high plains. *J. Rech. Atmos.*, 6, 367-370.
- Rasmusse E. N. e D. O. Blanchard, 1998: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Weather and Forecasting*, 13, 1148-1164.
- Weisman, M. L. e J. B. Klemp, 1986: Characteristics of isolated convective storms. In: *Mesoscale Meteorology and forecasting*. Peter Ray, Ed., pp. 331-358.