

UM ESTUDO DE FRONTOGÊNESE COM O MODELO REGIONAL ETA

Shirley Marques Lima-SIMERJ/MCT

Sin Chan Chou-CPTEC/INPE

Isimar de Azevedo Santos-Dept. de Meteorologia/UFRJ

Abstract

The frontogenetics process of horizontal shearing deformation, horizontal stretching deformation and tilting were appraised for a case of cold front, happened in the South area of Brazil, on September 2, 1996. In this study the contribution of each process in the formation of this front zone was calculated. The runs of the regional model Eta of 40km of resolution was used to obtain larger detail of the structure and main characteristics of the front zone.

1. Introdução

As primeiras teorias desenvolvidas para analisar sistemas frontais estavam associadas a estudos de desenvolvimentos de ciclones em superfície utilizando a teoria de Sutcliffe (1947), e a aproximação quase-geostrófica. Estas teorias, apesar de auxiliarem na compreensão destes sistemas baroclínicos em grande escala, não são adequadas para descreverem a estrutura de mesoescala das zonas frontais.

Estudos mais recentes como os de Bluestein (1986) e Emanuel (1983) tratam as frentes como distúrbios de mesoescala, procurando maiores detalhes na caracterização de sua estrutura e desenvolvimento, o que contribui para a maior compreensão desses distúrbios.

O processo da frontogênese e a instabilidade de mesoescala serão brevemente revistos e aplicados a um caso de frente fria, cuja evolução foi descrita pelo modelo regional Eta.

2. Dinâmica da Frontogênese

Frontogênese é o processo de formação de um sistema frontal, enquanto que frontólise é o processo de dissipação da frente. Assim, a intensificação do gradiente de temperatura é um processo frontogenético e a atenuação deste gradiente é um processo frontolítico. A função frontogenética

$$F = \frac{D}{Dt} |\nabla\Theta| > 0,$$

onde Θ é o desvio da temperatura potencial de um estado básico em equilíbrio hidrostático, quantifica a variação do gradiente de temperatura potencial seguindo o movimento da parcela (ou frente).

Para simplificar a análise pode-se verificar a taxa do gradiente de Θ na direção y, considerando a zona frontal alinhada ao longo do eixo x e cujas isotermas de temperatura potencial estejam paralelas à frente, e o eixo y positivo sendo tomado normal à zona frontal na direção do ar quente, e z sendo a distância medida da superfície até uma determinada altura.

$$F_y = \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial\Theta}{\partial y} \right) = \left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \right) \frac{\partial\Theta}{\partial y} \quad (1)$$

Portanto, a função frontogenética em condições adiabáticas apresenta as seguintes contribuições do escoamento:

$$F_y = \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial \Theta}{\partial y} \right) = - \underbrace{\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \Theta}{\partial x}}_A - \underbrace{\frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \Theta}{\partial y}}_B - \underbrace{\frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \Theta}{\partial z}}_C$$

onde A é o cisalhamento horizontal, B a deformação horizontal e C a torção (“tilting”).

O termo A representa o efeito do cisalhamento do vento que produz uma torção na componente do gradiente de temperatura ao longo do sistema frontal para a direção transversal à frente. Este efeito é geralmente frontolítico ao longo de frentes quentes, e frontogenético ao longo de frentes frias. O termo B representa o efeito da confluência (difluência) no gradiente de temperatura. Valor negativo de $\partial v / \partial y$ atua como confluência aumentando o $|\nabla \Theta|$, enquanto que o valor positivo, atua como difluência, diminuindo $|\nabla \Theta|$. Este termo representa o efeito termodinâmico de um gradiente horizontal na advecção de temperatura. Assim, advecção de ar frio no lado frio e advecção quente no lado quente aumenta o gradiente de temperatura. O termo C representa a torção (“tilting”, giro) no plano vertical do gradiente de temperatura potencial. Termodinamicamente, equivale a uma mudança adiabática no gradiente horizontal de temperatura devido a uma variação horizontal do movimento vertical. Numa atmosfera estaticamente estável ($\partial \theta / \partial z > 0$), o movimento ascendente acompanhado de resfriamento adiabático no lado frio, e movimento descendente acompanhado de aquecimento adiabático no lado quente, aumenta o gradiente de temperatura.

Análises mostram que pode haver instabilidade mesmo que a parcela de ar esteja sob o efeito de estabilidade estática e estabilidade inercial. Por exemplo, as parcelas de ar podem experimentar um estado de instabilidade se houver cisalhamento vertical do vento horizontal e se forem deslocadas ao longo de superfícies relativamente inclinadas. Este tipo de instabilidade é conhecida como Instabilidade Simétrica (Hoskins, 1974). Supondo que a zona frontal está alinhada na direção y, as equações do movimento da parcela podem ser escritas como:

$$\frac{Dw_p}{Dt} = g \frac{\Theta}{\theta_0}$$

$$\frac{Du_p}{Dt} = fv = f \frac{Dy}{Dt}$$

$$\text{ou seja } f \frac{Dy}{Dt} - \frac{Du_p}{Dt} = 0$$

Pode-se reescrever esta equação como $\frac{D}{Dt} (fy - u_p) = 0$.

Emanuel (1983) define o termo entre parênteses como pseudo-momento absoluto, M , logo $DM / Dt = 0$, portanto no movimento da parcela há conservação do pseudo-momento absoluto.

A instabilidade é avaliada a partir da inclinação das superfícies θ e M constantes. Quando as superfícies θ são mais inclinadas (isto é, mais verticais), que as superfícies M , o escoamento é instável aproximadamente ao longo da superfície θ . A teoria linear mostra que a direção mais instável ocorre na direção de θ . A condição para a ocorrência da instabilidade simétrica, que é válida para ambos hemisférios, pode ser expressa por $f \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)_\theta < 0$, portanto no Hemisfério Sul a instabilidade simétrica ocorre quando $\partial M / \partial y > 0$, ou seja, em regiões de forte vorticidade anticiclônica. Esta situação não é a mais comum. Geralmente as superfícies M são mais verticais que as superfícies isentrópicas,

favorecendo à estabilidade. A situação instável ocorre quando há forte gradiente horizontal de temperatura, fraca estabilidade vertical e, principalmente, forte cisalhamento do vento.

3. Caso de Frontogênese em 02/09/96

No presente trabalho será apresentada uma situação de frontogênese ocorrida no dia 02/09/96 na região sul do Brasil (25°S a 40°S e de 60°W a 35°W), utilizando-se os resultados obtidos através da aplicação do modelo regional Eta (Black, 1994). Este modelo cobre a maior parte da América do Sul, possui a resolução horizontal de 40km e 38 camadas na vertical. Descrição detalhada do modelo sobre a América do Sul pode ser encontrada em Chou (1996). As condições iniciais foram provenientes do NCEP (National Centers of Environmental Prediction) e as condições de contorno de previsões do modelo do CPTEC a cada 6 horas.

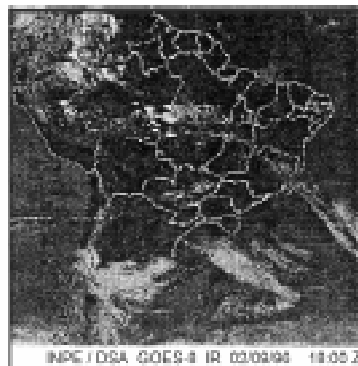
3a. Características do sistema frontal

O sistema frontal observado no dia 02/09/96 às 18 UTC (imagem abaixo) apresentava um centro de baixa pressão, com núcleo de 1010 hPa, bem configurado a leste do Rio Grande do Sul, além de um cavado que se estendia pelo oceano e se notava, ainda, a confluência do vento à superfície. No nordeste deste Estado, no nível de 850 hPa, os valores de umidade relativa variavam de 80 a 90%. Neste mesmo nível verificava-se valores negativos de vorticidade relativa da ordem de $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ a $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Observou-se, ainda, que em 900 hPa o gradiente horizontal de temperatura potencial equivalente apresentava-se bastante intenso, principalmente sobre o continente .

3b. Processos frontogenéticos

Considerando a equação da função frontogenética (eq. 1) nas direções y e x, pode ser verificado que o termo de cisalhamento horizontal no nível de 900 hPa, tanto em y (Fig. 1) quanto em x (Fig. 2), não apresenta muita relevância neste sistema. A existência de um núcleo de valores mais significativos situado em aproximadamente 50°W e 29°S se deve provavelmente à topografia da região. O termo de deformação horizontal, que expressa o efeito da confluência agindo no gradiente de temperatura potencial, apresenta-se mais intenso na direção y (Fig. 3) que na direção x (Fig. 4), em 900 hPa. Nas quatro figuras citadas acima verificam-se núcleos de altos valores relativos sobre o oceano e observa-se, através da imagem em infravermelho do satélite GOES do dia 02/09/96 das 18 UTC, que o sistema está intenso nesta região.

Imagem Infravermelha do satélite GOES do dia 02/09/96 da 18 UTC



Para verificar o termo de torção foram obtidos perfis verticais ao longo de 50° W (Fig. 5), e ao longo de 35° S (Fig. 6). Nota-se que este termo se apresenta mais intenso na troposfera média, em aproximadamente 600 a 500 hPa, com valores em torno de $-1,5 \times 10^{-5}$ K/ms e $1,2 \times 10^{-5}$ K/ms na direção y e $-0,4 \times 10^{-5}$ K/ms e $1,2 \times 10^{-5}$ K/ms na direção x. Este termo atua de forma frontolítica, principalmente em níveis médios, onde geralmente ocorrem movimentos ascendentes no lado quente e descendentes no lado frio, mecanismo este que enfraquece o gradiente de temperatura (Bluestein, 1986).

O perfil de temperatura potencial equivalente (linhas tracejadas na Fig. 7) mostra que entre 33° S e 27° S, em níveis acima de 650 hPa, há estabilidade convectiva $\left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0\right)$, e em baixos níveis tem-se instabilidade convectiva $\left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0\right)$ observando-se também fortes gradientes horizontal e vertical entre 30° S e 25° S. Nas latitudes mais altas há condição de instabilidade nos primeiros níveis (900 hPa), permanecendo em uma situação de quase neutralidade em níveis médios e apresentando estabilidade nos níveis superiores. O forte gradiente vertical de temperatura em altos níveis (Fig. 7) é causado pelo jato (linhas cheias). O movimento vertical é mais intenso em níveis médios (Fig. 8), contribuindo frontoliticamente. Verifica-se instabilidade simétrica entre 900 e 850 hPa na faixa de latitudes de 35 - 33° S, θ_e (linha pontilhada) mais vertical que M (linha contínua), e condição de neutralidade entre 32 e 31° S, em altos níveis, embora haja predomínio de estabilidade nesta região (Fig. 9).

4. Considerações Finais

Este trabalho procurou apresentar, de forma simples, a contribuição dos processos frontogênicos na formação da zona frontal, tomando como caso uma frente fria descrita pelo modelo regional Eta, recentemente disponível de forma operacional. O modelo mostrou-se adequado, sendo capaz de captar características importantes da estrutura de mesoescala do sistema.

5. Agradecimento

Ao colega Raffi Agop pelo auxílio prestado durante a elaboração deste trabalho.

6. Bibliografia

- BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples. Weather and Forecasting, **9**: 265-278, 1994.
- BLUESTEIN. Fronts and Jet Streaks: A Theoretical Perspective. Mesoscale Meteorology and Forecasting. (P.S. Ray, Ed.,. American Meteorological Society. Boston, 173-215, 1986
- CHOU, S. C. Modelo regional Eta. Climanálise, Edição Comemorativa de 10 anos, 203-205, 1996.
- EMANUEL, K. A. The lagrangian parcel dynamics of moist symmetric instability. J. Atmos. Sci., **40**, 2368-2376, 1983.
- HOSKINS, B. J. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. Quart. J. Roy. Met. Soc., **100**, 480-482, 1974.
- SUTCLIFFE, R. C. A contribution to the problem of development. Quart. J. Roy. Met. Soc., **73**, 370-83, 1947.

