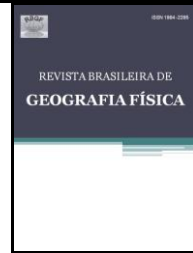




Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe



Balço de Vorticidade Associado a um Sistema Convectivo Intenso

Rafaela Lisboa Costa¹, Enio Pereira de Souza²

¹Aluna de Pós-Graduação em Meteorologia, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande (DCA – UFCG), Campina Grande, PB – Brasil.

²Prof., Departamento de Ciências Atmosféricas – UFCG, Campina Grande, PB – Brasil.

Artigo recebido em 29/11/2010 e aceito em 17/02/2011

RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo analisar um sistema convectivo intenso ocorrido sobre o estado de Alagoas nos dias 17 e 18 de março de 2008. Para tanto, simulou-se o referido evento em questão com o modelo BRAMS e analisou-se sua dinâmica fazendo uso da equação da vorticidade. Os resultados obtidos mostraram que se pode reproduzir o evento com a utilização do BRAMS, que mostrou a presença de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) atuando sobre o Nordeste Brasileiro. Em relação a análise da equação da vorticidade, esta mostrou que o termo de maior influencia sobre a dinâmica deste sistema é o da advecção de vorticidade relativa, pois possui uma maior magnitude e atua como um “freio” no desenvolvimento do sistema. O termo da advecção de vorticidade planetária atuou como um favorecedor ao desenvolvimento deste sistema, induzindo convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis. O termo da divergência também contribuiu pouco em relação aos altos níveis atmosféricos. Não obstante, esse termo foi de grande importância em baixos níveis, onde mostrou a geração de forte vorticidade ciclônica próximo à superfície, favorecendo a intensificação do sistema.

Palavras – Chave: VCAN, sistema convectivo, BRAMS.

Vorticity Budget Associated to an Intense Convective Storm

ABSTRACT

The objective of the present work is to analyze a storm that occurred over Alagoas State-Brazil at 17 and 18 March 2008. The storm was simulated with the BRAMS model and its dynamics was analyzed through the vorticity equation. Results show that the BRAMS model can reproduce the storm that is associated to an Upper Level Cyclonic Vortex (ULCV) that was over Northeast Brazil. The analysis using the vorticity equation showed that the vorticity advection term is an order of magnitude greater than the others and acts as a “brake” to the developing system. The planetary advection term acts to intensifying the storm causing mass convergence at lower levels and divergence at the upper levels. The divergence term was small at the upper levels. Nevertheless, this term was very important in producing mass convergence in the low levels, thus contributing to intensifying the storm.

Keywords: ULCV, convective system, BRAMS.

1. Introdução

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), que podem ser observados nos trópicos e subtropicais, são sistemas de escala sinótica atuantes na região Nordeste do Brasil

(NEB) que provocam os mais altos índices pluviométricos, por apresentarem, em suas bordas, nuvens de convecção profunda. Ocorrem com maior frequência durante a primavera, verão e outono de cada hemisfério.

*E-mail para correspondência: rafaelalisboac@gmail.com

(Costa, R. L.).

Costa, R. L.; Souza, E. P.

Também conhecidos como baixas frias, os VCANs recebem este nome por serem sistemas de baixas pressões formadas na alta troposfera e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua periferia (Kousky e Gan, 1981). Esses sistemas possuem uma área de nebulosidade em forma de arco, indicando a existência de uma área de subsidência no centro do vórtice e uma grande área de convecção na sua periferia.

Associados à área de nebulosidade do VCAN estão os chamados Sistemas Convectivos (SCs), nuvens tipo cumulonimbos aglomeradas, responsáveis por grande parte das precipitações na região tropical nos meses de verão, que às vezes chegam a ser extremas em algumas áreas. Este fenômeno meteorológico ocorre em uma escala da ordem de dimensões de 1 km a centenas de quilômetros e sua duração é de 1h a 1 dia, em que são formados pela interação de jatos de altos e baixos níveis. A principal fonte de energia para o funcionamento destes sistemas encontra-se no calor latente liberado pelas nuvens convectivas (Lima, 2009; Nitta, 1970 e 1972; Maddox, 1980).

Em Março de 2008, o estado de Alagoas registrou altos índices pluviométricos. Em análises realizadas pelos meteorologistas através de imagens de satélite e a utilização de modelos atmosféricos, observou-se que a causa para este tipo de fenômeno foi um VCAN com

centro localizado entre os estados da Bahia e Minas Gerais.

As previsões de tempo e clima, divulgadas pelos órgãos de meteorologia, têm contribuído significativamente para a redução nos danos materiais e nas mortes. Os modelos atmosféricos tanto os de escala global quanto os regionais são ferramentas que auxiliam os meteorologistas nestas previsões. Para fenômenos de grande escala, os modelos globais disponibilizam uma melhor visualização quando estiverem atuando num determinado local. Contudo, os fenômenos de escalas menores ou transientes nem sempre são “assinalados” nos modelos globais. Logo, a motivação para a redução da escala dinâmica é que os dados das observações de escala global e os Modelos de Circulação Geral (MCG) são muito grosseiros para muitos problemas regionais e locais (Yu et al., 2002).

O objetivo deste trabalho é, utilizando o BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*), atualmente em uso no Laboratório de Modelagem e Desenvolvimento (LMD), da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, desenvolver um estudo dinâmico utilizando a equação da vorticidade e o esquema de parametrização de convecção de Grell (Grell e Dévényi, 2002), em um evento convectivo associado a um VCAN ocorrido em

Alagoas em 18 de Março de 2008.

2. Material e Métodos

2.1 Descrição do Modelo Utilizado

Neste trabalho foi utilizado o modelo BRAMS na versão 4.2 (www.brams.cptec.inpe.br), que foi desenvolvido a partir do RAMS cuja estrutura básica é descrita por Pielke et al. (1992).

2.2 Descrição do Esquema Grell

No esquema Grell (Grell e Dévényi, 2002) com o objetivo de determinar o fluxo de massa na base da nuvem m_b , alguns dos diversos fechamentos existentes são utilizados. Na versão atual do BRAMS, o Grell dispõe dos seguintes esquemas: Ensemble (EN), Grell (GR), Low Level Omega (LO), Convergência de Umidade (MC), Kain Fritsch (SC) e Arakawa-Schubert (AS).

Neste trabalho, o esquema Grell será usado com a opção GR, cujo fechamento baseia-se em Grell (1993). Nesse fechamento, um equilíbrio entre o forçamento de grande escala e a resposta da nuvem é definido como:

$$-\frac{A' \overline{Q} - A \overline{Q}}{dt} = \frac{A'' \overline{Q} - A \overline{Q}}{m'_b \overline{Q} dt} m_b \overline{Q} \quad (1)$$

No esquema Grell, A é calculado localmente, enquanto que para o fechamento Arakawa-Schubert (AS) é utilizado um valor climatológico de A .

2.3 Descrição da Equação da Vorticidade

Neste estudo, utilizou-se a equação da vorticidade para verificar os fatores dinâmicos que são importantes para a intensificação, tempo de atuação e deslocamento dos VCANs sobre o NEB. Para tanto, a equação da vorticidade é apresentada na seguinte forma (Gan, 1982):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -V \cdot \nabla \zeta - \beta v - \zeta + f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (2)$$

Na equação (2), o termo $(\partial \zeta / \partial t)$ representa a variação local da vorticidade relativa, isto é, a tendência de vorticidade relativa. Em outras palavras, este termo representa a soma do deslocamento e da intensificação do sistema. Os outros termos da equação interagem de tal maneira que o sistema evolui, intensificando-se ou não. O primeiro termo do segundo membro da equação (2) representa a advecção de vorticidade relativa; o segundo é da advecção de vorticidade planetária e o terceiro é o da divergência.

2.4 Descrição do ambiente sinótico

Em um estudo sobre o período de 17/03/2008 a 19/03/2008, com o intuito de melhor compreender a situação sinótica que se configurou no dia do evento, foram analisados os campos de linhas de corrente, imagens de satélite do dia do evento e dados de reanálise do NCAR/NCEP do mês de Março de 2008.

No dia 18/03/2008, nos níveis de 850 hPa (Figura 1) e de 500 hPa (Figura 2), o campo de linhas de corrente apresentou uma configuração anticiclônica sobre o Oceano Atlântico, transportando umidade do oceano em direção à região Nordeste do Brasil (NEB). Em 500 hPa (Figura 2), observa-se uma mudança na configuração do vento, que está sendo influenciada por uma circulação anticiclônica com núcleo centrado sobre o Oceano Atlântico, a sudeste do estado do Espírito Santo.

Em 200 hPa (Figura 3) o padrão anticiclônico aparece com uma configuração mais amena, formando apenas uma crista em altos níveis. Sobre os estados da Bahia e Minas Gerais, observa-se um forte padrão ciclônico, configurando um VCAN. Nota-se, também, que a Alta da Bolívia aparece bem configurada, podendo ter relação com a formação deste VCAN, já que há uma correlação positiva entre estes dois sistemas.

Linhas de Corrente em 850 hPa 18 UTC 18/03/2008

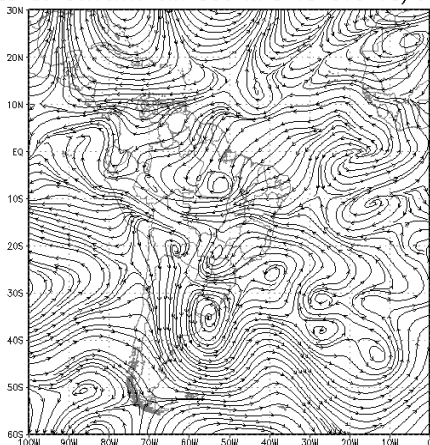


Figura 1. Linhas de corrente em 850 hPa, em 18/03/2008 às 18:00 UTC

Linhas de Corrente em 500 hPa 18 UTC 18/03/2008

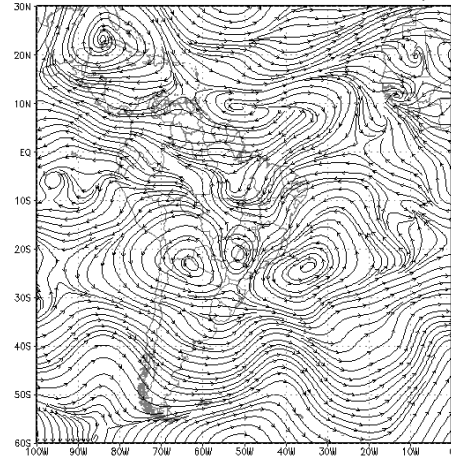


Figura 2. Linhas de corrente em 500 hPa, em 18/03/2008 às 18:00 UTC

Linhas de Corrente em 200 hPa 18 UTC 18/03/2008

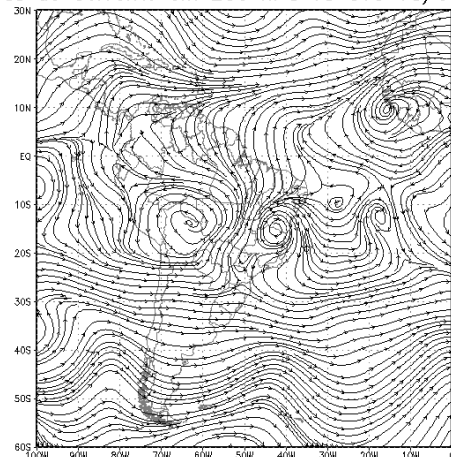


Figura 3. Linhas de corrente em 200 hPa, em 18/03/2008 às 18:00 UTC

A imagem de satélite (Figura 4) foi discutida por Lima (2009). Ela mostra nitidamente a configuração do VCAN sobre os estados da Bahia e Minas Gerais, sendo observada uma grande área sem nebulosidade aparente, o que pode ser definido como a área de subsidência do VCAN. Sobre os outros estados do NEB, há grandes áreas de

nebulosidade, principalmente formadas por nuvens convectivas profundas e, em alguns casos, isoladas, evidenciando a existência de Sistemas Convectivos (SCs). No estado de Alagoas, região de estudo, a presença dessas nuvens convectivas, com topos bastante frios, mostra que nesta área os SCs foram bem intensos e que a precipitação apresentou-se bem localizada.

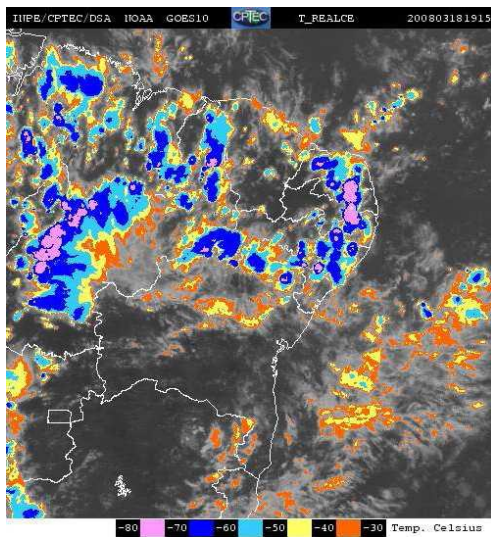


Figura 4. Imagem do satélite GOES10 no canal infravermelho realçado para a data 18/03/2008 às 19:15 UTC

2.5 Descrição dos experimentos

Foi realizada uma simulação usando o esquema de Grell (Grell e Dévényi, 2002), possuindo as seguintes características básicas: o modelo BRAMS iniciado a 00:00 UTC do dia 17 de Março de 2008 e integrado durante um período de 48 horas, isto é, até a 00:00 UTC do dia 19 de Março de 2008, utilizando a grade com resolução de 20 km, com 80 pontos de

grade distribuídos na direção x e 80 pontos na direção y . Na vertical o modelo conta com 42 níveis atmosféricos. Foram utilizados dados diários de reanálises do NCAR/NCEP tanto na “alimentação” do modelo quanto na análise sinótica do período, para o mês de Março de 2008.

Foi utilizada a equação da vorticidade para estudar o evento, já descrito anteriormente, realizando, assim, um estudo dinâmico e analisando intensidade do sistema. Para isto, foi fixada uma posição geográfica de 10°S e 36°W , correspondente a um ponto no estado de Alagoas, região esta que registrou altos índices pluviométricos, de acordo com a Figura 4.

3. Resultados e Discussão

Inicialmente foram analisados os campos da velocidade vertical (w) na atmosfera, para o período estudado, sobre a grade com resolução de 20 km.

A Figura 5 mostra a evolução da velocidade vertical (w) em perfil vertical correspondente às coordenadas do estado de Alagoas. É observado movimento predominantemente ascendente (w positivo), com valores de, aproximadamente, 6 cm/s. Os núcleos de velocidade vertical ascendente mostram-se intensos até altos níveis atmosféricos, evidenciando a intensidade do evento. Esses valores intensos de velocidade vertical são observados nos dias 17, 18 e 19 de março (Figura 5).

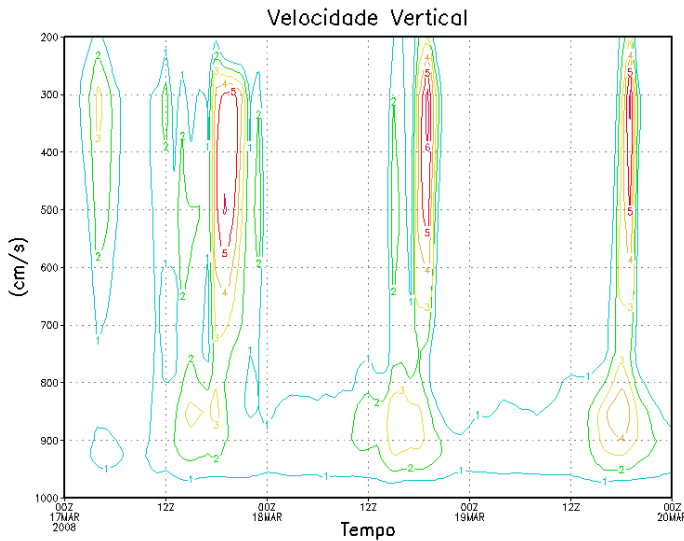


Figura 5. Evolução da velocidade vertical (cm/s) em perfil vertical sobre (10°S, 36°W)

O vento em 500 hPa aparenta uma forte circulação anticiclônica (Figura 6). Na costa do NEB, o vento apresenta-se praticamente perpendicular com uma componente zonal intensa, transportando umidade do oceano Atlântico para o continente. Como é observado sobre essa região movimento vertical intenso (Figura 5), esse transporte irá favorecer a formação de nuvens de convecção profunda. Em estudo realizado anteriormente, Valverde (1996) concluiu que em eventos de VCAN, as configurações de circulação ciclônica só podem ser observadas em 200 hPa, onde apresentam o máximo de vorticidade ciclônica, entretanto, apresentam um centro frio em 300 hPa, ou seja, uma circulação anticiclônica que pode se estender até o nível de 500 hPa.

De acordo com a precipitação simulada

para o período de 17 a 19 de março de 2008 (Figuras 7 e 8), observa-se um núcleo de precipitação na região noroeste do estado de Alagoas, apresentando valores de até 10 mm (Figura 7). Vale salientar que os dados das Figuras 7 e 8 estão interpolados sobre a região. A precipitação acumulada na região correspondente à coordenada (10°S; 36°W) (Figura 8) apresenta um ciclo diário mais pronunciado. Isso está coerente com o campo de movimento vertical (Figura 5). De acordo com a Figura 8, é observado um elevado índice pluviométrico nos dias 17 e 18 em, aproximadamente, 15:00 UTC, que se apresenta de acordo com os mapas de precipitação acumulada, mostrando núcleos de precipitação nessa latitude.

Funcao Corrente as 16 HL Dia 18 em 500 hPa

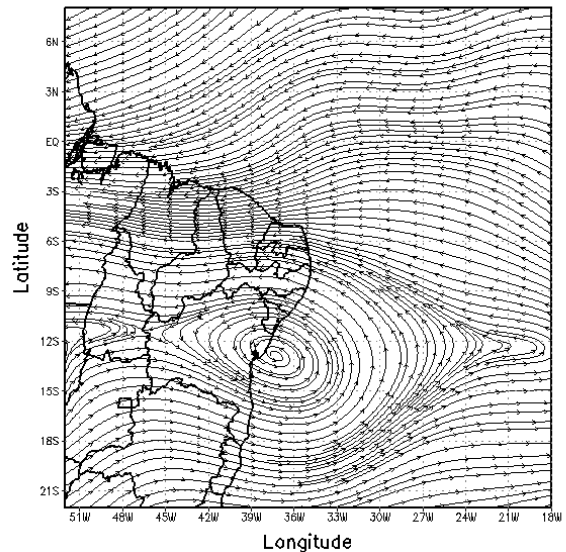


Figura 6. Função de corrente em 500 hPa sobre o Nordeste às 16h00 local para o dia 18 de março

Precipitacao Acumulada em 12 h as 21 HL Dia 18

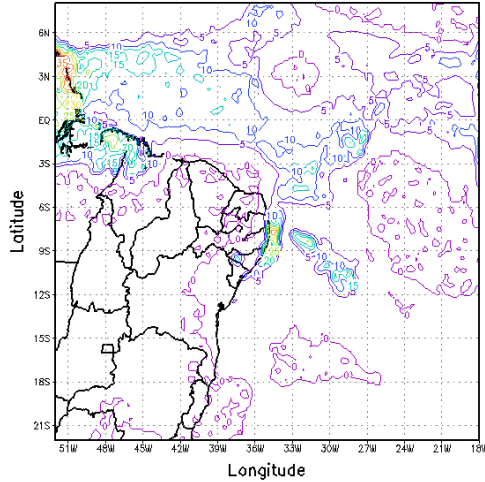


Figura 7. Precipitação acumulada (mm) sobre o Nordeste às 21h00 local no dia 18 de março

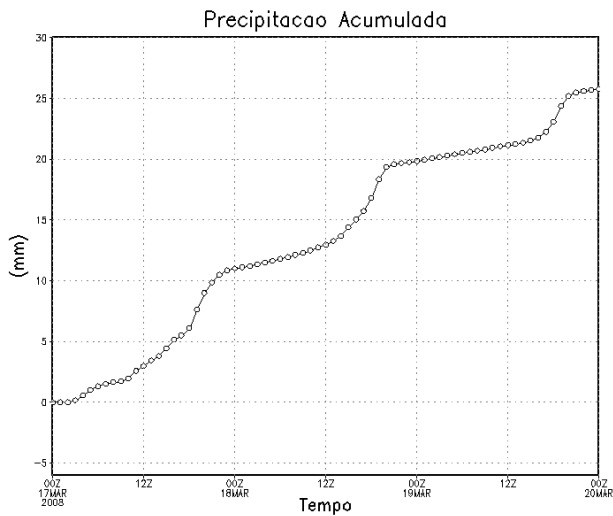


Figura 8. Variação temporal da precipitação acumulada (mm) em perfil vertical sobre (10°S, 36°W)

Analisando o comportamento da divergência (Figura 9), observa-se que a mesma apresenta valores negativos (convergência) em baixos níveis, ou seja, em 800 hPa, com núcleos mais intensos coincidindo com a máxima convecção ascendente. A vorticidade

relativa (Figura 10) e a divergência apresentam valores de vorticidade negativos onde se tem valores negativos de divergência, evidenciando uma área de convergência em baixos níveis, com vorticidade ciclônica. Em consequência, observa-se uma forte área de divergência em altos níveis, enfocando a área de atuação de um anticiclone. No Hemisfério Sul, as regiões de valores negativos de vorticidade relativa tende a desenvolver-se em associação com tempestades ciclônicas, como a ocorrida nesta região. Nota-se na Figura 10, que a vorticidade manteve-se fortemente ciclônica, com valores de até $20 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ em níveis baixos da atmosfera, indicando a permanência e intensidade do evento. A configuração de movimento ciclônico já era observada no campo da velocidade vertical (Figura 5), pois movimento vertical ascendente (w positivo) gera vorticidade ciclônica.

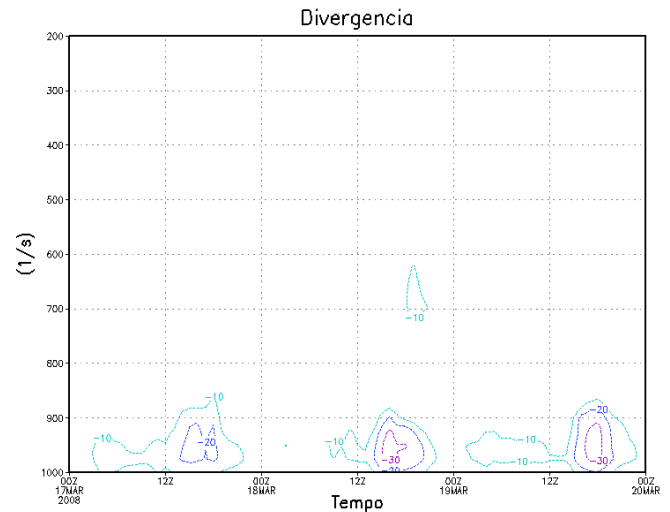


Figura 9. Evolução da divergência em perfil vertical sobre (10°S, 36°W). Os valores estão multiplicados por 10^6

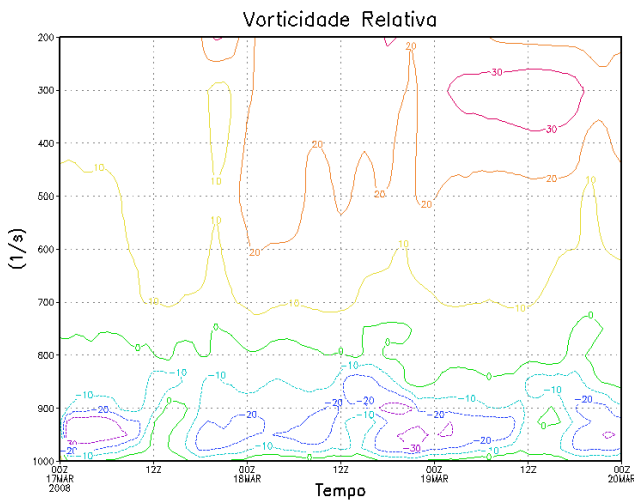


Figura 10. Evolução da vorticidade relativa em perfil vertical sobre (10°S, 36°W). Os valores estão multiplicados por 10⁶

Para a realização do estudo dinâmico do evento, foi utilizada a equação da vorticidade. Nesta equação, são observados os seguintes termos: advecção de vorticidade relativa, advecção de vorticidade planetária, termo de divergência e tendência de vorticidade, todos analisados em perfil vertical no ponto de (10°S, 36°W). A Figura 11 mostra a evolução da advecção de vorticidade relativa. Observam-se valores positivos da advecção de vorticidade relativa próximo à superfície. Nota-se que, onde são observados altos valores da advecção de vorticidade relativa, os valores da velocidade vertical e da vorticidade relativa também são elevados. Como elevados valores de velocidade vertical estão relacionados com forte vorticidade ciclônica, como mostrado na Figura 10, elevados valores de advecção positiva de vorticidade relativa indicam que esse termo

atua como um “freio” inibindo o desenvolvimento do sistema. Nota-se que em altos níveis este termo trabalha para gerar vorticidade ciclônica, atuando também para desintensificar o sistema.

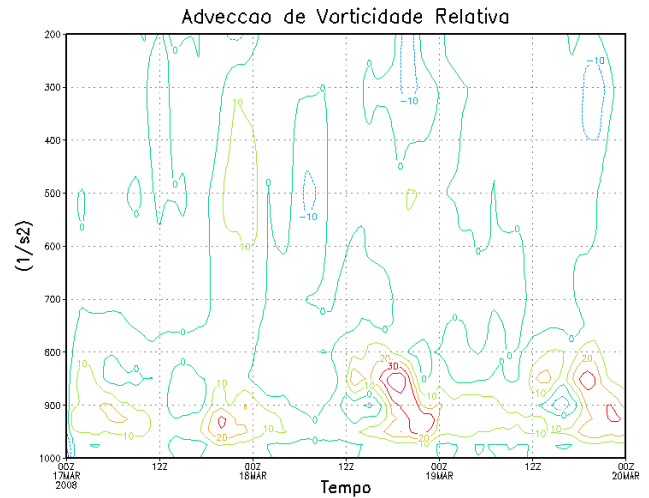


Figura 11. Evolução da advecção vorticidade relativa sobre (10°S, 36°W). Os valores estão multiplicados por 10¹⁰

No balanço da equação de vorticidade (Equação 2), o termo da advecção de vorticidade planetária ($-\beta v$), apresentado na Figura 12, não apresenta grande influência na análise, a não ser em associação a aspectos de grande escala. Esse termo cria tendência de vorticidade ciclônica a oeste do VCAN e vorticidade anticiclônica a leste. Com isso, o sistema é impedido de se deslocar para leste. Um aspecto interessante da Figura 12, é que o sistema contribui para a geração de vorticidade ciclônica em baixos níveis e anticiclônica em altos níveis. Isso contribui para intensificar o

sistema em (10°S, 36°W), embora seus valores sejam uma ordem de magnitude menores que os de advecção de vorticidade relativa (Figura 11).

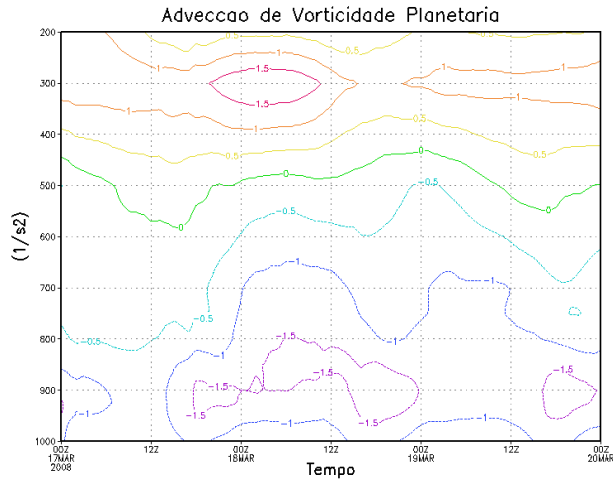


Figura 12. Evolução da advecção de vorticidade planetária sobre (10°S, 36°W). Os valores estão multiplicados por 10^{10}

O termo de divergência é apresentado na Figura 13, na qual se tem o mesmo fixado em um ponto. Em uma visão geral deste termo, vêem-se valores negativos em baixos níveis, aumentando à medida que se eleva na atmosfera. Os valores negativos abaixo do nível de 900 hPa indicam que o termo de divergência atua fortemente para gerar vorticidade ciclônica em baixos níveis. Contudo, grande parte dessa geração de vorticidade é compensada logo acima, entre 800 e 900 hPa, ficando muito pequena a contribuição desse termo nos níveis superiores da atmosfera.

A tendência de vorticidade, que é o resultado dos três termos da Equação 2, é mostrada na Figura 14. Como poderia ser

esperado, o campo tende a se assemelhar ao da Figura 11, que apresenta o termo de advecção de vorticidade relativa, que é uma ordem de magnitude maior que os outros. A diferença pode ser vista na evolução da tendência de vorticidade em 10°S, 36°W, mostrada na Figura 14. O que fica evidente é a alternância entre valores negativos e positivos, dados pelo domínio ora dos termos de divergência e de advecção de vorticidade planetária em gerar vorticidade ciclônica e pelo termo de advecção de vorticidade relativa em gerar vorticidade anticiclônica.

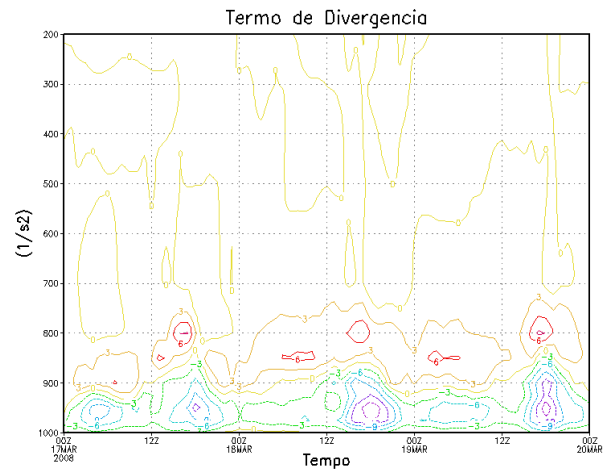


Figura 13. Evolução do termo de divergência sobre (10°S, 36°W). Os valores estão multiplicados por 10^{10}

De modo geral, o modelo reproduziu bem o sistema observado no noroeste de Alagoas no dia 18 de Março de 2008 e possibilitou a separação dos vários termos da Equação da Vorticidade no intuito de se compreender a dinâmica do sistema.

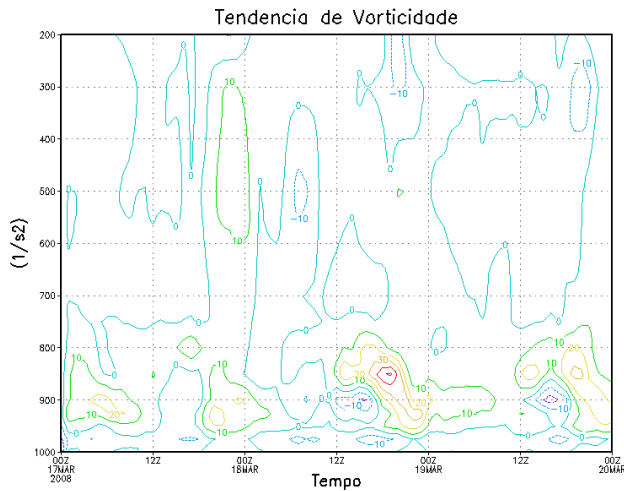


Figura 14. Evolução da tendência de vorticidade relativa sobre (10°S, 36°W). Os valores estão multiplicados por 10^{10}

4. Conclusões

O modelo BRAMS reproduziu bem o sistema precipitante observado no noroeste de Alagoas em 18 de Março de 2008. Este sistema estava associado à presença de um VCAN localizado sobre Minas Gerais e Bahia.

A análise da equação da vorticidade mostrou que o termo de advecção de vorticidade relativa é uma ordem de magnitude maior que os outros, e tende a atuar como um limitador ao desenvolvimento do sistema.

O termo de advecção de vorticidade planetária teve um papel de favorecimento do desenvolvimento do sistema, contribuindo para a geração de vorticidade ciclônica em baixos níveis e anticiclônica em altos níveis.

O termo de divergência mostrou que o papel da geração de vorticidade devida à convergência é mais importante em baixos

níveis, abaixo de 900 hPa, e que esse termo gera divergência logo acima, entre 800 e 900 hPa.

Embora tenha sido possível estabelecer a dinâmica deste sistema, em particular, seria interessante estudar outros casos e verificar se a contribuição dos termos da equação da vorticidade permanece com as mesmas características.

5. Referências

- Gan, M. A. (1982). Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil. São José dos Campos, 1982. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo.
- Grell, G. A. (1993). Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cumulus Parameterizations. *Monthly Weather Review*. v.121, p.764-787.
- Grell, G. A.; Dévényi, D. (2002). A new approach to parameterizing convection using ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*. v.29. Art. Nº p.1693.
- Kousky, V. E. & Gan, M. A. (1981). Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, v.33, p.538-551.

Lima, A. G. (2009). Contribuição de um sistema convectivo de mesoescala para o armazenamento de água na Paraíba. Campina Grande, 2009. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba.

Maddox, R. A. (1980). Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 61, p. 1374-1387.

Nitta, T. (1970). A study of generation and conversion of eddy available potential energy in the tropics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 48, p. 524-528.

Nitta, T. (1972). Energy budget of wave disturbances over Marshall Islands during the years of 1956 and 1958. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 50, p. 71-84.

Pielke, R. A. et al. (1992). A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 49, p. 69-91.

Souza, E. P. (1999). *Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica*. 1999. 121 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo.

Valverde, M. C. (1996). Padrões Climáticos dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis no Nordeste do Brasil. São José dos Campos, 1996. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo.

Yu, Z. et al. (2002). Evaluation of basin-scale hydrologic response to a multi-storm simulation. *Journal of Hydrology*, v. 257, p. 212 – 225.