



PIBIC/CNPq/UFPG-2009

ANÁLISE DE UM EVENTO EXTREMO DE PRECIPITAÇÃO SOBRE MACEIÓ-AL UTILIZANDO DIFERENTES ESQUEMAS DE PARAMETRIZAÇÃO DE CONVECÇÃO PROFUNDA

Rafaela Lisboa Costa¹, Enio Pereira de Souza²

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo principal comparar dois esquemas de parametrização de convecção: o esquema de Kuo (1974) e o esquema de Grell (Grell e Dévényi, 2002), na simulação de um evento chuvoso extremo ocorrido em Maceió – AL, por volta do dia 31 de Julho de 2000. Verificou-se que o esquema de Grell apresentou os resultados mais satisfatórios, já que ele mostrou com uma melhor riqueza de detalhes o sistema em questão, além de simular com uma melhor precisão as características termodinâmicas e os aspectos do ambiente no período estudado.

Palavras-chave: DOL, modelos atmosféricos, parametrização de cúmulos

ANALYSIS OF AN EXTREME RAINY EVENT AT MACEIO-AL USING DIFFERENT DEEP CONVECTION PARAMETERIZATION SCHEMES

ABSTRACT

The main goal of this study is to compare two cumulus parameterization schemes, namely the Kuo (1974) and the Grell (Grell and Dévényi, 2002) scheme, in simulating an extreme rainy event that occurred at Maceio – AL around 31 July 2000. The simulation using the Grell scheme produced better results since the details of the simulated system were better reproduced. Moreover, this configuration reproduced the thermodynamic and the ambient features more accurately.

Key words: east wave, atmospheric models, cumulus parameterization

INTRODUÇÃO

O Nordeste brasileiro (NEB) está sujeito à influência de vários sistemas causadores de chuva como: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Hastenrath e Heller, 1977), sistemas frontais (Kousky, 1979) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN's) (Kousky e Gan, 1981). Esta região também é influenciada por distúrbios transientes atuantes na região tropical, principalmente durante o inverno, conhecidos como distúrbios ondulatórios de leste (DOL) (Mota, 1977). Esses distúrbios tropicais, em certas épocas do ano e em alguns locais, transformam-se em tempestades violentas ao se deslocarem sobre o continente (Yamazaki e Rao, 1997), causando vários transtornos à população.

Os modelos atmosféricos, tanto de escala global quanto os regionais, utilizados pelos órgãos de meteorologia na previsão de tempo e clima, são ferramentas que auxiliam os meteorologistas nessas previsões. Em fenômenos de grande escala, os modelos globais disponibilizam uma melhor visualização quando estiverem atuando num determinado local. Entretanto, fenômenos de escalas menores ou transientes, nem sempre são “assinalados” nos modelos globais. Portanto, a motivação para redução de 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). Logo, os modelos regionais são os mais indicados para “capturar” eventos peculiares de determinadas regiões, pois os menores espaçamentos de grade permitem uma maior riqueza de detalhes, sem perder o que acontece na grande escala.

¹ Aluna do Curso de Graduação em Meteorologia, Depto. de Ciências Atmosféricas, UFPG, Campina Grande, PB, E-mail: rafaelalisboac@gmail.com

² Prof. Doutor, Depto. de Ciências Atmosféricas, UFPG, Campina Grande, PB, E-mail: esouza@dca.ufcg.edu.br

No NEB, mesmo sendo caracterizada por ser uma região semi-árida, também ocorrem enchentes, principalmente na costa leste da região. Um fenômeno desse tipo ocorreu no final do mês de Julho para início do mês de Agosto de 2000 pela população do estado de Maceió que, mas precisamente no dia 01 de Agosto de 2000, sofreu com um evento de elevada pluviometria em um curto intervalo de tempo, provocando enchentes, alagamentos, desmoronamentos e mortes. O estudo deste evento foi realizado por Bezerra (2002), utilizando o modelo regional RAMS – Regional Atmospheric Modeling System, utilizando, como única opção, o esquema de Kuo (1974).

Alguns estudos realizados por Alonso et al. (2004) compararam as parametrizações convectivas de Grell e de Kuo, no modelo BRAMS, em uma simulação de um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) ocorrido no dia 07 de Janeiro de 2004 sobre o Paraguai. Eles mostraram que a parametrização convectiva de Grell simulou com mais exatidão o fenômeno em questão. Para explorar com detalhes suas características conceituais principais utilizando a parametrização convectiva de Kuo, os mesmos autores simularam duas Linhas de Instabilidade ocorridas no período entre 17 e 18 de Janeiro de 2005 no estado do Amazonas.

O objetivo deste trabalho é utilizando o modelo BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric System*), desenvolver um estudo comparativo dos esquemas de parametrização de convecção de Grell (Grell e Dévényi, 2002) e Kuo (1974) em um evento de DOL que atingiu Maceió-AL em 01 de Agosto de 2000, utilizando dois espaçamentos de grades diferentes.

MATERIAIS E MÉTODOS

Descrição do Modelo Utilizado

Neste trabalho foi utilizado o modelo “*Brazilian developments on the Regional Atmospheric System*” – 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). Essa versão está atualmente em uso no Laboratório de Modelagem e Desenvolvimento (LMD) da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da UFCG.

O BRAMS é um modelo de mesoescala que possui várias opções de parametrizações físicas incluídas no seu código. As principais são: radiação de onda longa e de onda curta (Chen e Cotton, 1983), turbulência na camada limite planetária que é calculada segundo Mellor e Yamada (1986), microfísica de nuvens que segue o esquema descrito por Walko et al. (1995), convecção rasa que foi desenvolvida por Souza (1999). A convecção profunda apresenta duas opções: 1) do tipo Kuo (1974), modificada por Molinari (1985) e 2) do tipo Grell (Grell e Dévényi, 2002).

Descrição do Esquema Kuo

Esquemas do tipo Kuo (1974) apresentam os termos de aquecimento e umedecimento devido à convecção profunda, respectivamente, na forma:

$$\left. \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{CP} = (1-b) \frac{(s_n - \bar{s})}{\langle s_n - \bar{s} \rangle} L \left\langle \left(\frac{Dq}{Dt} \right)_{GE} \right\rangle \quad (1)$$

e

$$\left. \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} \right)_{CP} = b \frac{(q_n - \bar{q})}{\langle q_n - \bar{q} \rangle} \left\langle \left(\frac{Dq}{Dt} \right)_{GE} \right\rangle \quad (2)$$

com

$$\langle \chi \rangle = \frac{1}{\Delta z} \int_{nuvem} \chi dz$$

Nas equações (1) e (2), s é a energia estática e q_t é a umidade específica total, o termo b é a fração da convergência do vapor d’água que é usada para umedecer a coluna atmosférica. Conseqüentemente, a outra fração $(1-b)$ é usada para aquecer a coluna, através da liberação de calor latente.

Outro termo de relevada importância é $\left\langle \left(\frac{Dq}{Dt} \right)_{GE} \right\rangle$, o qual representa a convergência total de

umidade em uma coluna atmosférica. Por isso, esses esquemas são do tipo CISK (Instabilidade Condicional de Segunda Ordem, Charney e Eliassen, 1965), ou seja, quando a interação cooperativa entre a convecção de cumulus e a perturbação de grande escala conduz a um crescimento instável do sistema de grande escala. A CISK é um dos mecanismos que favorecem a formação e manutenção de distúrbios tropicais, envolvendo a convecção organizada, que decorre da convergência de umidade devido ao atrito na camada limite.

Descrição do Esquema Arakawa – Schubert

O esquema de parametrização de cúmulos desenvolvido por Arakawa – Schubert (1974), considera um espectro de tipo de nuvens, cada uma caracterizada por uma taxa de entranhamento λ . O fechamento do esquema está baseado no quase equilíbrio entre conjunto de nuvens e forçante de grande escala.

Nesse esquema, as equações prognósticas da energia estática seca s e da umidade específica q_t , equações básicas usadas para descrever as variações temporais dos campos de umidade e temperatura de grande escala, são dadas por:

$$\rho \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = D(\hat{s} - \bar{s} - L\hat{l}) + M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} - \rho \bar{v} \cdot \nabla \bar{s} - \rho \bar{\omega} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} + \bar{Q}_R \quad (3)$$

em que,

$$\bar{Q}_R \equiv \tilde{Q}_R + \sum_{d.c.} Q_{Ri}$$

e

$$\rho \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} = D(\hat{q}^* + l - \bar{q}) + M_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} - \rho \bar{v} \cdot \nabla \bar{q} - \rho \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (4)$$

em que \hat{s} , \hat{q}^* são os valores de energia estática e razão de mistura à saturação, D é o desentranhamento total das nuvens no ambiente, l é a razão de mistura da água líquida.

Os dois primeiros termos das equações (3) e (4) são os efeitos da convecção e são determinados através de um modelo de nuvens e de um fechamento para o fluxo de massa $M_c(z)$.

No quase equilíbrio as nuvens são a resposta estabilizante da atmosfera ao processo de desestabilização causado pela grande escala e a energia disponibilizada pelo forçante de grande escala é dissipada pelos processos convectivos de modo que a função-trabalho da nuvem permanece quase constante. A função-trabalho é dada por:

$$A(\lambda) = \int_{z_b}^{z_d(\lambda)} \frac{g}{c_p T(z)} \eta(z, \lambda) [s_{vc}(z, \lambda) - \bar{s}_v(z)] dz \quad (5)$$

A precipitação convectiva instantânea nos trópicos não é muito relacionada com o grau de instabilidade. Assim, para um dado valor de $A(\lambda)$ não se deve esperar uma relação próxima com a atividade convectiva. Em vez disso, a atividade convectiva é relacionada com a taxa temporal de mudança de $A(\lambda)$. Logo, a derivada temporal da função-trabalho da nuvem pode ser expressa como o somatório dos termos da nuvem e dos termos de grande escala na forma:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C + \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{LS} \quad (6)$$

em que os subscritos C e LS denotam, respectivamente, os termos da nuvem e os termos de grande escala. Os termos de grande escala são chamados de forçante $F(\lambda)$, portanto:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C + F(\lambda) \quad (7)$$

e

$$\left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_c = \int_0^{\lambda_{m\acute{a}x}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' \quad (8)$$

O princpio do quase equilbrio estabelece que:

$$\left| \frac{dA(\lambda)}{dt} \right| \ll \left[\left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_c \right] \approx |F(\lambda)| \quad (9)$$

Assim, o fluxo de massa convectiva na base da nuvem é encontrado de:

$$\int_0^{\lambda_{m\acute{a}x}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) = 0 \quad (10)$$

Descrição do Esquema Grell

Há uma infinidade de fechamentos diferentes para determinar a quantidade e a localização de convecção. Alguns desses fechamentos são utilizados no esquema Grell (Grell e Dévényi, 2002) com o objetivo de determinar o fluxo de massa na base da nuvem MB. Na versão atual do BRAMS, o Grell está com os 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). Neste fechamento, um equilíbrio entre o forçamento de grande escala e a resposta da nuvem é definida por:

$$-\frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{dt} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda) dt} m_b(\lambda) \quad (11)$$

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

Características do ambiente sinótico

Em um estudo sobre o período de 30/07/2000 a 01/08/2000, com o intuito de melhorar a compreensão da situação sinótica que se configurou no dia do evento, foram analisados os campos de linhas de corrente e os dados de reanálise do NCAR/NCEP, dos meses de Julho e Agosto de 2000.

O dia 30/07/2000, no nível de 1000 hPa, o campo de linhas de corrente apresentou-se com isolinhas praticamente perpendiculares à costa leste no NEB, principalmente entre o litoral norte da Bahia e Pernambuco, o que indicava um maior transporte de umidade do oceano em direção àquela região. Por causa da proximidade com a superfície, o nível de 1000 hPa não é propício para realizar esse tipo de análise, portanto, utiliza-se o nível de 700 hPa onde melhor se observam os distúrbios ondulatórios na corrente do vento zonal (Mota, 1997). Neste nível, é possível observar nitidamente a perturbação no vento na região da costa leste do NEB e oceano adjacente (Figura 1). O transporte de umidade, associado às perturbações ondulatórias de leste e as anomalias de TSM, que oscilavam entre 0,5°C e 1°C positivo em praticamente toda costa leste do NEB, formaram um quadro muito favorável ao desenvolvimento de sistemas convectivos profundos. Os baixos níveis, a atuação de distúrbios de leste tornou favorável ao aumento de nebulosidade e das chuvas, conforme ilustra a Figura 2, para o dia 31/07/2000 (Fonte: PBCLIMA, Ano VI, n. 7, 2000).

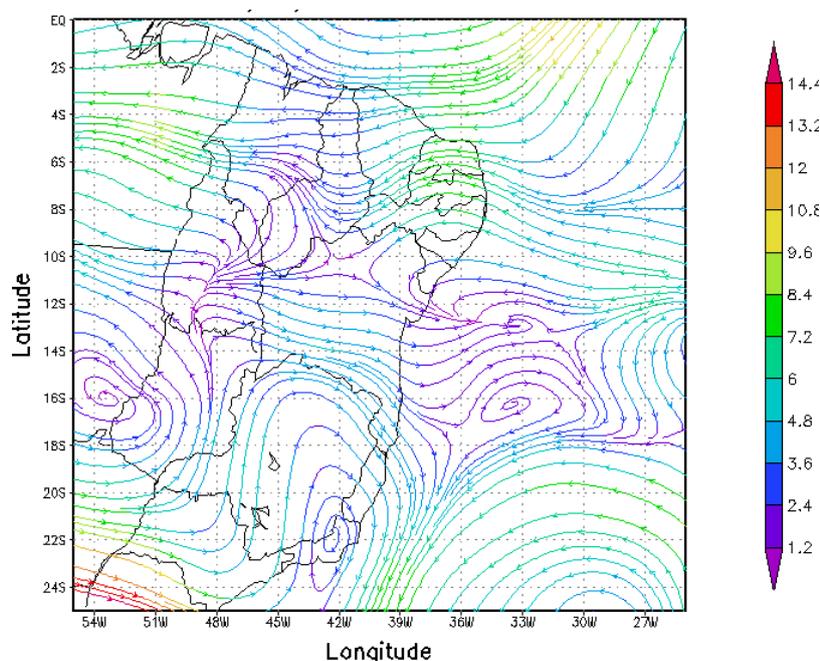


Figura 1 - Linhas de corrente em 700 hPa, em 30/07/2000 às 12:00 UTC (Fonte: Bezerra, 2002).

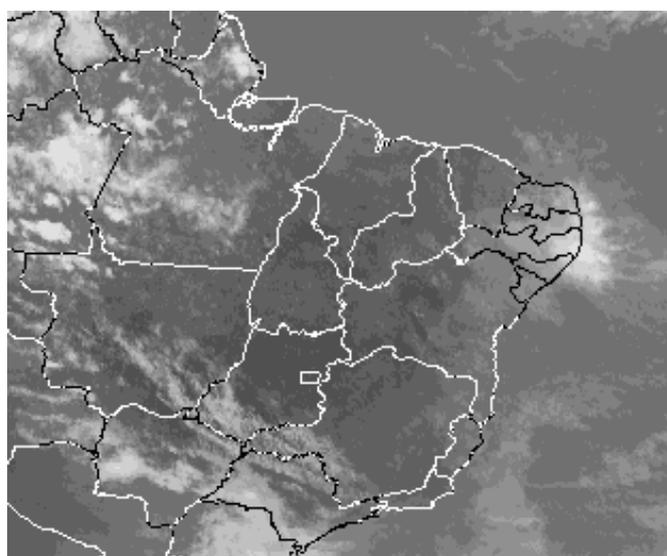


Figura 2 - Imagem do satélite GOES 8, no canal infravermelho em 31/07/2000 às 18:00 UTC (Fonte: PBCLIMA, Ano VI, n. 7, 2000).

No dia 31/07/2000, em 700 hPa, houve uma intensificação da perturbação no campo de vento zonal devido ao vento próximo à superfície que continuou favorável. Segundo Bezerra (2002), foram registrados altos valores de precipitação, chegando a valores de até 300 mm em algumas localidades. Já no dia 01/08/2000, os ventos ainda estavam favoráveis ao transporte de umidade, porém apresentavam-se mais amenos. A precipitação neste dia também foi intensa, com muitos postos registrando totais superiores a 200 mm.

Descrição dos Experimentos

Foram utilizados dois experimentos numéricos, um simulado usando o esquema de Kuo (1974) e o outro usando o esquema Grell (Grell e Dévényi, 2002), ambos possuem as mesmas características básicas: o modelo BRAMS, iniciado à 00:00 UTC do dia 30 de Julho de 2000 e integrado durante um período de 96 horas, ou seja, até à 00:00 UTC do dia 03 de Agosto de 2000. Foram utilizados dados diários de reanálise do NCAR/NCEP, tanto na alimentação do modelo quanto na análise sinótica do período, dos meses de Julho e Agosto de 2000.

Para simulação, o BRAMS foi inicializado com dois espaçamentos diferentes de grade horizontal. A grade 1, com resolução de 40 km, com 80 pontos de grade distribuídos na direção x e 80 pontos na direção

y. A Grade 2, com resolução de 10 km, com 78 pontos de grade na direção x, assim como na direção y. Na vertical, o modelo conta com 42 níveis atmosféricos, sendo a resolução inicial de 20 m, com a grade vertical aumentando por um fator 1,2, à medida que se aumenta na vertical.

Foram utilizados, também, dados diários de precipitação do mesmo período dos estados do NE, fornecidos pelos núcleos estaduais de Meteorologia de cada estado através do CPTEC (centro de Previsão do tempo e Estudos Climáticos). Para visualização dos resultados da simulação, utilizou-se a ferramenta computacional de visualização e análise de dados dispostos em grade, o GrADS.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Inicialmente foram analisados os campos da velocidade vertical (w) na atmosfera, para o período estudado, sobre a grade 1 com resolução de 40 km e sobre a grade 2 com resolução de 10 km, pelos esquemas de Kuo (1974) e Grell (Grell e Dévényi, 2002).

As Figuras 3 e 4 mostram a evolução temporal da velocidade vertical (w), em cortes verticais nas coordenadas correspondentes à cidade de Maceió. Os núcleos da velocidade vertical ascendente (w positivo) que representaram melhor o evento foram evidenciados pelo esquema de Grell. A grade 1 apresentou resultados bastante significativos. A simulação indicou que no dia 31 de Julho de 2000 e 01 de Agosto de 2000, os valores da velocidade vertical (w) chegaram a 14 cm/s. Observa-se que o movimento vertical é apenas verificado até a média troposfera, aproximadamente 5000 m (500mb) (Figura 3-a). Porém, a Figura 3-b mostra que esse movimento vertical apresenta-se intenso até altos níveis da atmosfera, com valores positivos indicando movimento predominantemente ascendente. Já na grade 2, com melhor resolução, o campo com essa variável aparece com maior riqueza de detalhes. Nesta grade, os valores que aparecem no núcleo configurado no dia 01 de Agosto de 2000 entre as 12:00 UTC e as 18:00 UTC, atingiram valores de 21 cm/s em torno dos 7 km de altitude.

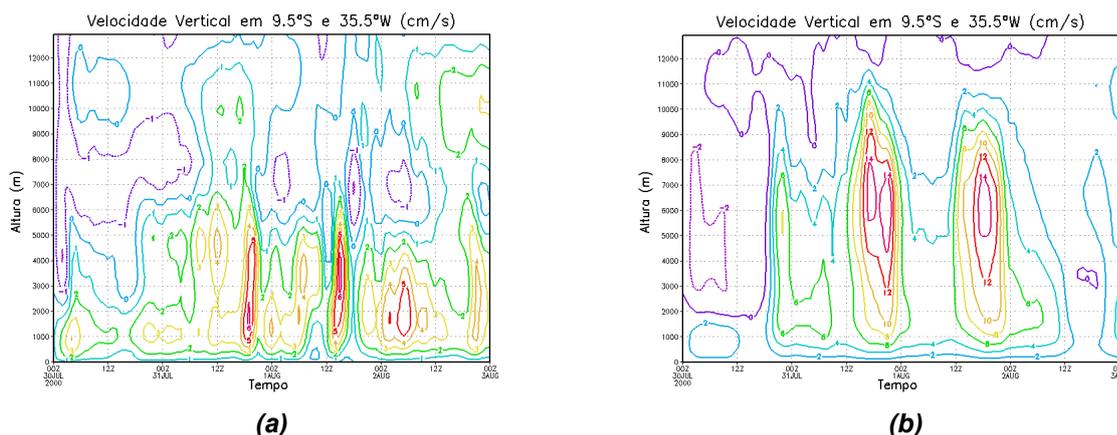


Figura 3 - Evolução da velocidade vertical (w) em cm/s, sobre Maceió - AL: simulada na grade 1 (a) pelo esquema de Kuo; (b) pelo esquema de Grell.

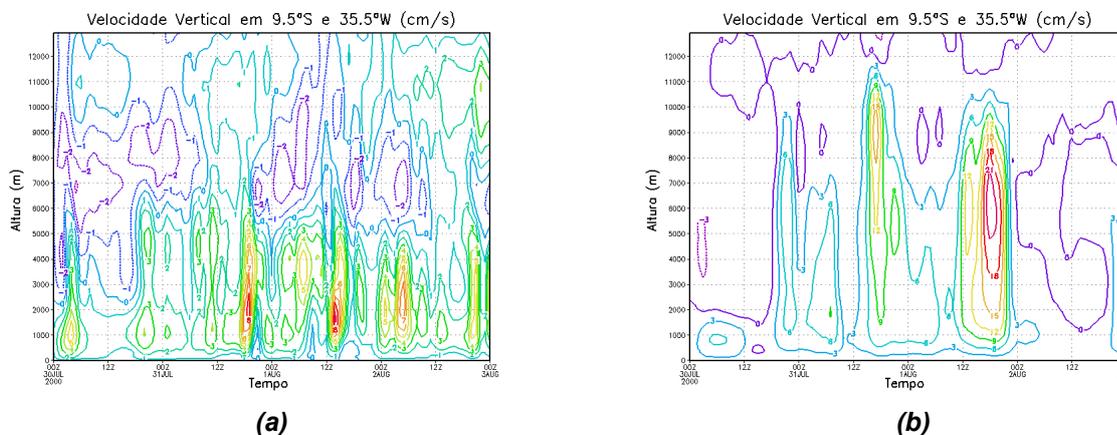


Figura 4 - Evolução da velocidade vertical (w) em cm/s, sobre Maceió - AL: simulada na grade 2, (a) pelo esquema de Kuo; (b) pelo esquema de Grell.

De acordo com a precipitação simulada para o período de 30 de Julho a 02 de Agosto de 2000 (Figuras 5 e 6), pode-se observar que os maiores valores acumulados ocorreram entre o litoral sul de Pernambuco e o litoral norte de Alagoas. Vale salientar que os dados das Figuras 5 e 6 estão interpolados sobre a região. O esquema de Kuo registrou valores acumulados de cerca de 50,0 mm (Figura 5-a) subestimando muito a precipitação observada, enquanto que o esquema de Grell foi mais satisfatório (Figura 5-b). A grade 2 continuou mostrando bom acerto na região de atuação do sistema. Ambos os esquemas mostraram pouca sensibilidade à resolução (Figuras 6-a,b).

A precipitação acumulada nas coordenadas correspondentes a Maceió (Figuras 7 e 8) mostram comportamentos diferentes entre os esquemas. O esquema Kuo tende a produzir precipitação quase contínua ao longo do período (Figura 7-a e 8-a). Já o esquema Grell apresenta um ciclo diurno mais pronunciado (Figura 7-b e 8-b). Isso está coerente com o campo de movimento vertical (Figuras 3 e 4). A grade 2 do esquema de Grell foi a que melhor representou a acumulação de pluviometria do período, com distribuição evidenciando o dia 01 de Agosto. Contudo, vale salientar que a grade 1 do mesmo esquema apresentou valores acumulados maiores em torno de 210,0 mm, com uma distribuição mais homogênea para o período analisado.

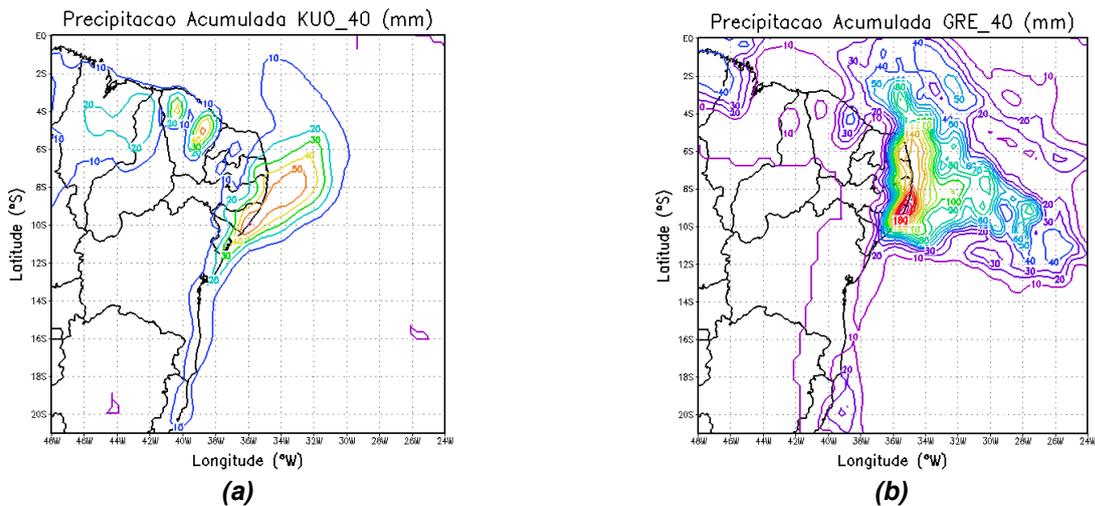


Figura 5 - Precipitação observada no dia 31 de julho de 2000, em mm: simulada na grade 1 (a) pelo esquema de Kuo; (b) pelo esquema de Grell.

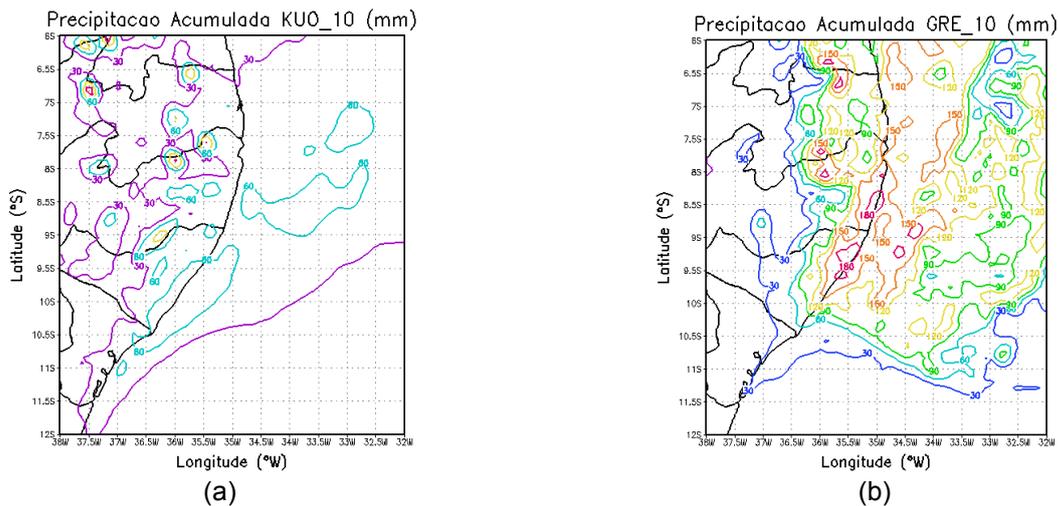


Figura 6 - Precipitação observada no dia 31 de julho de 2000, em mm: simulada na grade 2 (a) pelo esquema de Kuo; (b) pelo esquema de Grell.

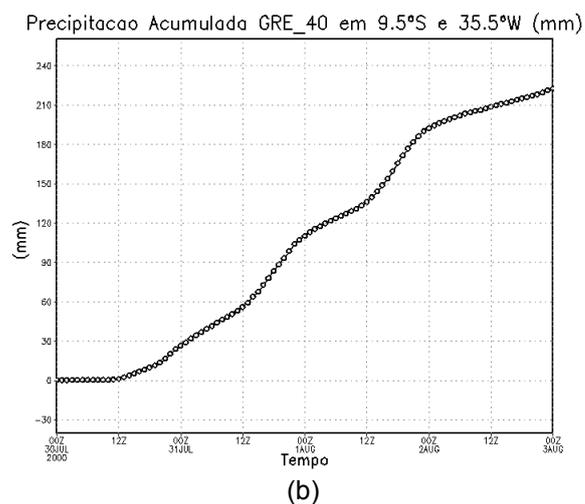
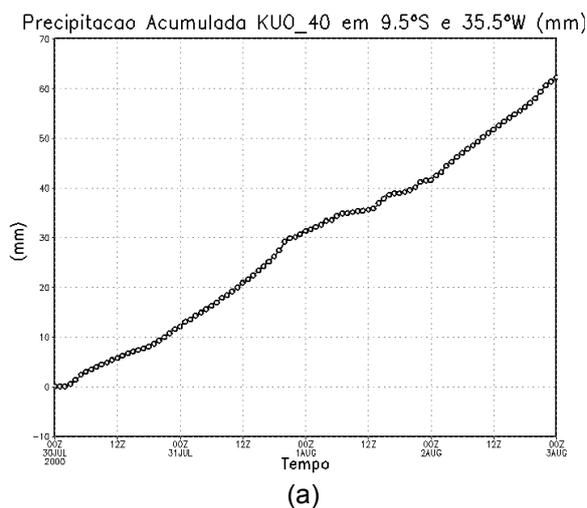


Figura 7 - Variação da precipitação acumulada em mm: simulada na grade 1 (a) pelo esquema de Kuo; (b) pelo esquema de Grell.

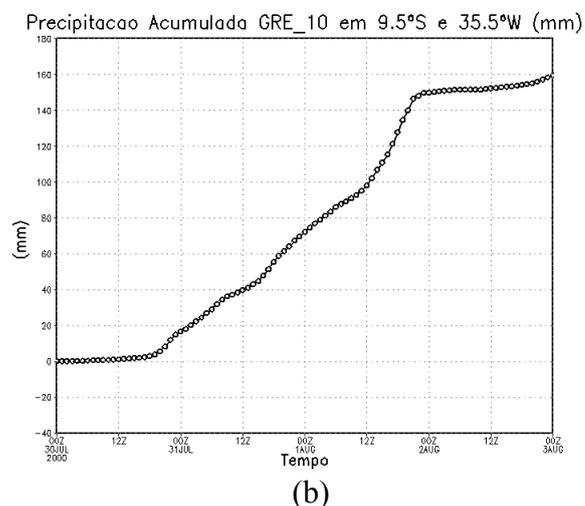
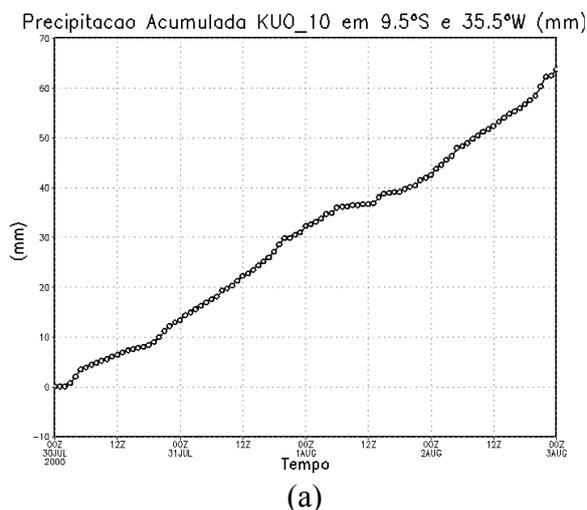
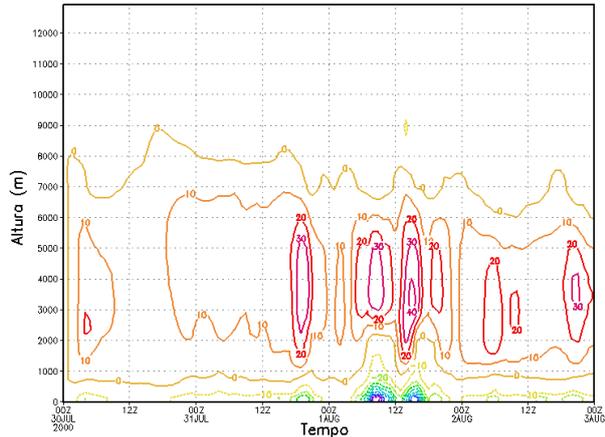


Figura 8 - Variação da precipitação acumulada em mm: simulada na grade 2 (a) pelo esquema de Kuo; (b) pelo esquema de Grell.

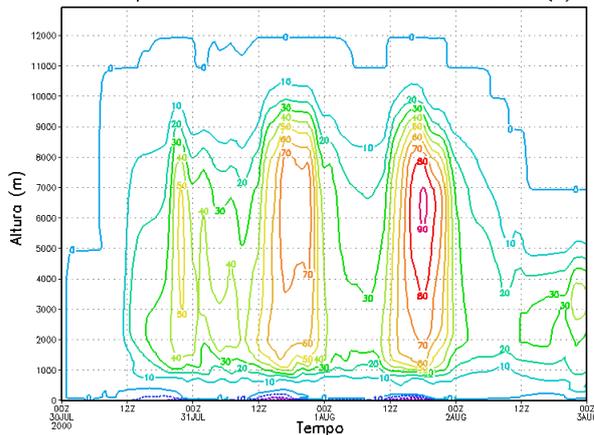
Analisando a taxa de aquecimento convectivo (Figuras 9 e 10) verificou-se que durante o período analisado os dois esquemas mostraram altos valores na taxa de aquecimento, em cerca de 100 K/dia em núcleos no dia 01 de Agosto. É importante salientar a ótima concordância das figuras com os resultados de precipitação acumulada, já que essas variáveis são proporcionais à atividade das curvas nas figuras de precipitação acumulada (Figuras 7 e 8). As ocorrências dos núcleos da taxa de aquecimento são praticamente iguais para cada esquema, independente da resolução. Esses campos, que complementam entre si, tornam ainda mais precisa a análise da ocorrência do fenômeno, principalmente evidenciado na grade 2 do esquema Grell. Assim como nos outros resultados o esquema Grell representou melhor o caso, mostrando valores mais satisfatórios com a grade de menor resolução.

Taxa de Aquecimento Convectivo em 9.5°S e 35.5°W (K/dia)



(a)

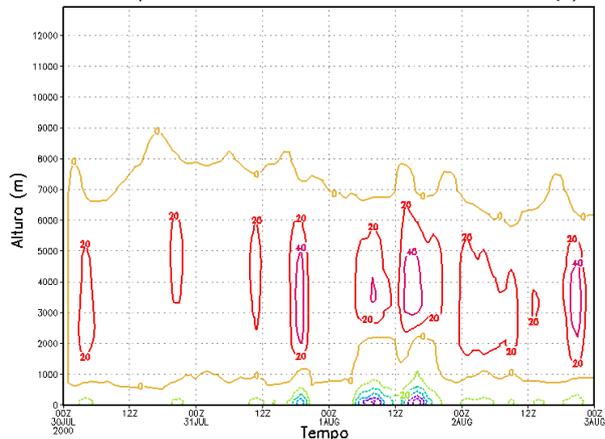
Taxa de Aquecimento Convectivo em 9.5°S e 35.5°W (K/dia)



(b)

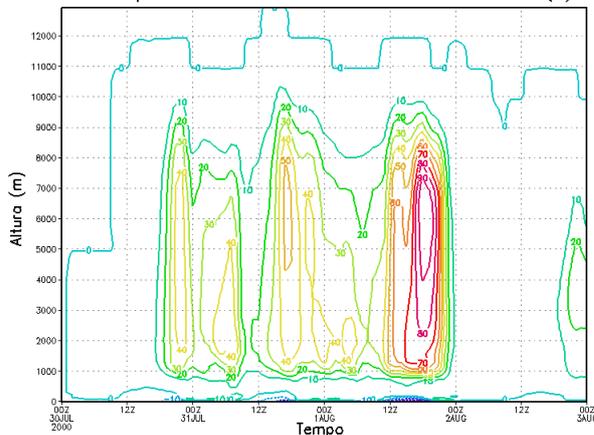
Figura 9 - Variação da taxa de aquecimento convectivo em K/dia: simulada na grade 1 (a) pelo esquema de Kuo; (b) pelo esquema de Grell.

Taxa de Aquecimento Convectivo em 9.5°S e 35.5°W (K/dia)



(a)

Taxa de Aquecimento Convectivo em 9.5°S e 35.5°W (K/dia)



(b)

Figura 10 - Variação da taxa de aquecimento convectivo em K/dia: simulada na grade 2 (a) pelo esquema de Kuo; (b) pelo esquema de Grell.

As Figuras 11, 12 e 13 mostram a variação temporal do saldo de radiação e dos fluxos de calor sensível e de calor latente, respectivamente, para a grade 2, com o esquema Grell. É importante notar que ao Leste de 35°W, existe o oceano e, ao Oeste, existe o continente. De modo geral, o ciclo diário do saldo de radiação (Figura 11) é bastante marcante, uma vez que tende a ser dominado pela radiação solar. Os valores sobre o oceano são ligeiramente superiores aos sobre o continente, em parte porque o oceano é mais frio do que o continente, durante o dia.

O fluxo de calor sensível apresenta valores elevados onde a superfície está mais seca (Figura 12). Isto se deve ao fato de que como a umidade do solo é baixa, o calor é utilizado para o aquecimento da superfície, o que vai aumentar o fluxo de calor para a atmosfera. Já sobre a superfície oceânica e sobre o continente onde ocorreram as chuvas, a umidade do solo é alta e o calor utilizado é para evaporação e evapotranspiração fazendo com que a atmosfera seja umedecida. Como o calor latente é um parâmetro importante no processo de evaporação e a umidade apresenta-se maior, para as condições de solo úmido, são registrados maiores valores no fluxo de calor latente nas áreas onde ocorreu a chuva e principalmente no dia 02 de Agosto onde o solo está bastante umedecido (Figura 13).

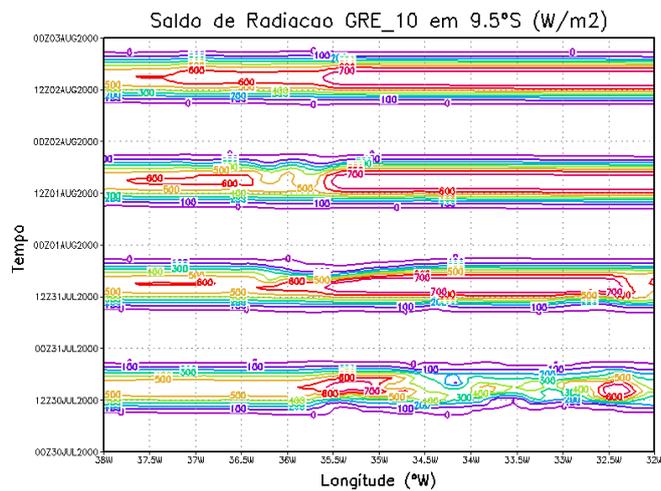


Figura 11 - Variação do saldo de radiação, em W/m², simulado na grade 2 pelo esquema de Grell, ao longo da latitude de 9,5 °S.

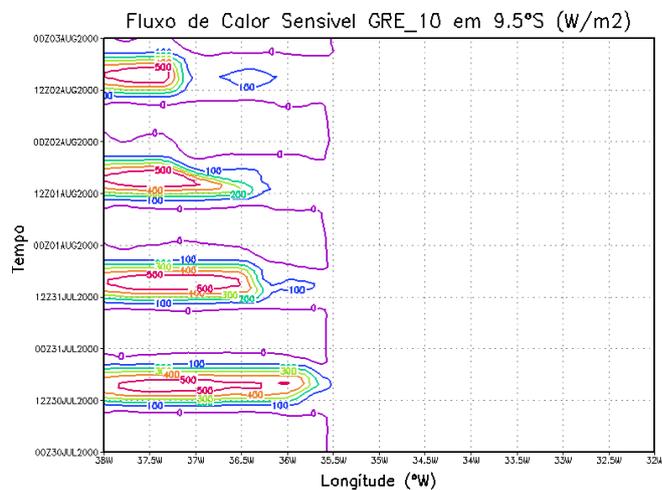


Figura 12 – Variação do fluxo de calor sensível, em W/m², simulado na grade 2 pelo esquema de Grell, ao longo da latitude de 9,5 °S.

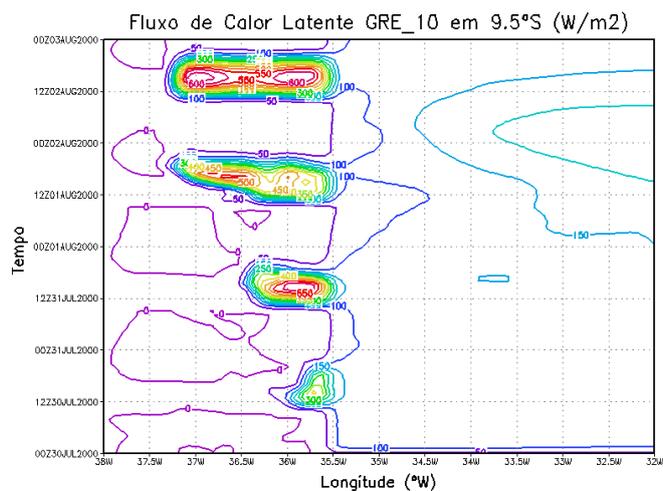


Figura 13 - Variação do fluxo de calor latente, em W/m², simulado na grade 2 pelo esquema de Grell, ao longo da latitude de 9,5 °S.

Este trabalho mostrou resultados considerados satisfatórios em todas as resoluções utilizadas. O maior destaque é dado a grade 2 do esquema de Grell, que representou com melhor clareza e riqueza de detalhes o evento.

Estudar a influência das parametrizações de convecção na simulação de fenômenos extremos torna-se muito importante diante do potencial cenário de destruição que esse tipo de evento pode vir causar. Conhecer mais de perto uma ferramenta como o modelo regional utilizado neste trabalho, pode-se maximizar e otimizar os resultados simulados, com base no aperfeiçoamento do conhecimento do dia-a-dia com o modelo.

CONCLUSÕES

As duas grades horizontais captaram bem o evento em estudo. Contudo, a grade 2 (de 10 km) se destacou em relação aos valores previstos comparativamente a outra grade, como também nos detalhes capturados por esta resolução.

Os dois esquemas apresentaram os maiores valores de velocidade vertical no dia 01 de Agosto, dia da maior precipitação. O esquema de Grell apresentou uma alternância de movimentos ascendentes e subsidentes enquanto que Kuo apresentou velocidade ascendente em níveis mais baixos da atmosfera. Essa é uma das deficiências do esquema Kuo.

Quanto à precipitação acumulada ambos os esquemas mostraram pouca sensibilidade a resolução. A grade 2 do esquema de Grell continuou mostrando bom acerto na região de atuação do sistema. O esquema de Kuo tendeu a produzir precipitação quase que contínua ao longo do período, porém, o esquema de Grell produziu um ciclo diurno pronunciado sendo coerente com o campo da velocidade vertical.

Foi notada concordância entre a taxa de aquecimento convectivo e a verticalidade das curvas de precipitação acumulada em ambos os esquemas. Assim como nos outros resultados o esquema Grell representou melhor o caso, mostrando valores mais satisfatórios com a grade de menor resolução.

Como a grade 2 do esquema Grell repetiu os melhores resultados, após análise dos fluxos de calor sensível, calor latente e do saldo de radiação, conclui-se que para o caso estudado o esquema de Grell com a resolução de 10 km da grade 2 foi a que melhor representou o evento.

Assim, dentre os experimentos, a parametrização convectiva de Grell simulou com melhor precisão as características termodinâmicas e os aspectos dinâmicos do ambiente no período estudado. O uso da modelagem regional nesse contexto serve de subsídio na prevenção dos efeitos desse tipo de fenômeno.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq pela bolsa de Iniciação Científica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALONSO, M.F., SARAIVA, J.M.B., FREITAS, S.R. Estudo da confiabilidade das simulações do RAMS versão 5.02 (BRAMS) para eventos severos no Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13, Fortaleza. Anais eletrônicos. . . Fortaleza: **SBMET**. CD-ROM.2004, 2004.
- CHEN, C.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, v.25, p.289-321, 1983.
- GRELL, G. A. Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cumulus Parameterizations. *Monthly Weather Review*. v.121, p.764-787, 1993.
- GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A new approach to parameterizing convection using ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*. v.29. Art. N° p.1693, 2002.
- HASTENRATH, S. & HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.103, 77-92, 1977.
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, v.107, p.1140-1153, 1979.
- KOUSKY, V. E. & GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, v.33, p.538-551, 1981.
- KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 31, p.1232-1240, 1974.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*: v.20, p.851-857, 1986.
- MOLINARI, J. A general form of Kuo's cumulus parameterization. *Monthly Weather Review*, v.113, p.1411-1416, 1985.
- MOTA, G. V. **Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no Nordeste brasileiro**. 1997. 95 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Sinótica) - Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.
- PBCLIMA, **Boletim de Monitoramento Climático da Paraíba**. Ano VI, n. 7, p. 6 - 8, 2000.

- PIELKE, R. A. et al. A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 49, p. 69-91, 1992.
- SOUZA, E. P. **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, 1999.
- WALKO, R. L. et al. New rams cloud microphysics parameterization. 1. The Single-Moment Scheme. *Atmospheric Research*: v.38, p.29-62, 1995.
- YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 55, n. 2, p. 205 - 207, 1977.
- YU, Z. et al. Evaluation of basin-scale hydrologic response to a multi-storm simulation. *Journal of Hydrology*, v. 257, p. 212 - 225, 2002.