

Universidade de São Paulo

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Jonathan Mota da Silva

**Simulação regional da variabilidade climática interanual no
norte do Nordeste brasileiro**

São Paulo-SP
Fevereiro de 2008

JONATHAN MOTA DA SILVA

**Simulação regional da variabilidade climática interanual no
norte do Nordeste brasileiro**

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de mestre em Ciências na área de concentração em Meteorologia.

Orientador: Dr. Adilson Wagner Gandu

São Paulo-SP
Fevereiro-2008

*Dedico à minha mãe, Maria de Fátima Matos Mota,
pela dedicação, carinho, incentivo e amparo demonstrados
em todas as etapas da minha vida.*

A essência do conhecimento científico é a sua aplicação prática.

Confúcio (551-479 a.C.)

Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Adilson Wagner Gandu, pelo apoio recebido durante o percurso do trabalho, pela didática e clareza em ensinar e pelas valiosas discussões que foram essenciais para o desenvolvimento desta pesquisa.

À Sandra Isay Saad pelas inúmeras correções, amizade e companherismo.

Ao Prof. Alexandre Araújo Costa, que me abriu as portas da pesquisa logo em meu segundo ano de graduação, com uma bolsa de iniciação científica que culminou o meu ingresso na carreira científica.

Aos valiosos amigos: Fabrício Silva, André Sayão, Marcelo Schneider, Helber Gomes, Guilherme Martins, Ana Elizabethe, Lena, Fabiana Weykamp, Eliel dos Santos, Saulo Bastos, Rubinei Machado, Ricardo Siqueira e Nilton Évora.

À Prof.^a Rosmeri da Rocha pelas importantes discussões no início do trabalho e por seu apoio.

Ao Ricardo Hallak pela ajuda em diversos programas.

Ao Prof. Edmilson Freitas e o Prof. Saulo Freitas pelos ensinamentos do modelo BRAMS.

Aos amigos da FUNCEME, Brabo, David, Wagner e Vicenti.

À FUNCEME pela concessão dos dados dos postos pluviométricos.

Ao Laboratório MASTER e sua equipe, pela disponibilização da infra-estrutura computacional e pela freqüente ajuda oferecida para as diversas dificuldades surgidas.

Aos funcionários do IAG, em especial, Samuel, Sebastião, Luciana e Rosemary.

À minha mãe Fátima, aos meus irmãos Thiberio e Lucas, ao meu “pai” Bomilcar Borges e às minhas tias Tonica e Francisrosa.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela concessão da bolsa de mestrado e pelo acompanhamento no desenvolvimento deste trabalho

RESUMO

SILVA, J. M. Simulação regional da variabilidade climática interanual no norte do Nordeste brasileiro. 2007. 71 f. Dissertação de Mestrado – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

Este estudo apresenta uma análise da variabilidade interanual da precipitação e circulação atmosférica sobre o norte do Nordeste brasileiro (nNEB), através de conjuntos de simulações (“ensembles”) de longo período (5 meses) realizadas com o modelo regional *BRAMS* (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*), durante a estação chuvosa (fevereiro a maio) dos anos de 1997, 1998 e 1999, quando as temperaturas de superfície do mar (TSM) do Pacífico leste e central encontravam-se normais, anomalmente quentes (*El Niño*), e anomalmente frias (*La Niña*), respectivamente. Nas simulações, o modelo foi configurado com duas grades aninhadas, a primeira grade (G1) com espaçamento horizontal de 80 km, e a segunda grade (G2) com um espaçamento de 20 km. As condições da atmosfera no instante inicial e as condições de fronteiras laterais foram fornecidas pela re-análise do NCEP-NCAR. A TSM utilizada como condição de contorno foi a observada semanalmente. A análise da variabilidade interanual da circulação atmosférica foi realizada através do comportamento dos termos do balanço d’água, enquanto que a análise da variabilidade interanual da precipitação simulada pelas grades do modelo (G1 e G2) foi feita de índices estatísticos aplicados à precipitação observada sobre o nNEB. Sobre o estado do Ceará essa análise foi efetuada com maior resolução, de modo a verificar se o modelo é capaz de reproduzir a precipitação associada a efeitos da mesoescala. Os resultados indicam que a precipitação gerada pela G1 é representada melhor do que a gerada pela G2, de acordo com a análise realizada através de índices estatísticos aplicados entre as simulações e os dados observados sobre o nNEB e sobre o estado do Ceará. As simulações geradas pela grade G2 apresentaram os maiores erros no padrão espacial da precipitação em locais de topografia elevada, e nas regiões litorâneas. Este efeito está associado com a má representação de fenômenos relacionados às feições topográficas na G1 que provocam erros no padrão espacial de precipitação e são amplificados na G2, em regiões onde a topografia é acentuada, ou seja, a G2 amplifica o erro gerado pela G1. Apesar disso, o BRAMS representou bem os detalhes na distribuição espacial e sazonal de precipitação. A análise dos termos do balanço de vapor d’água realizada sobre o nNEB nos anos estudados indica que o modelo representa bem o sinal da variabilidade interanual do fluxo de vapor d’água e a precipitação em escala intra-sazonal. Esses resultados indicam que o modelo pode ser utilizado para prever os períodos de seca e os períodos chuvosos sobre o nNEB na estação chuvosa, nas escalas interanual e intra-sazonal, com razoável grau de confiabilidade.

Palavras-chave: norte do Nordeste brasileiro, simulação climática, modelagem de mesoescala, RAMS, balanço do vapor d'água.

ABSTRACT

SILVA, J. M. Regional simulation of interannual climate variability in the northern Northeast Brazil. 2007. 71 f. Master degree dissertation – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

This study presents an analysis of the interannual variability of precipitation and atmospheric circulation over the northern part of Northeast Brazil (nNEB), by means of ensembles of long term simulations (5 months) performed with the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS), during the 1997, 1998 and 1999 rainy seasons (from February to May), when eastern and central Pacific sea surface temperature (SST) were near normal, anomalously warm (*El Niño*) and anomalous cold (*La Niña*), respectively. The model was configured with two nested grids, the first (G1) with 80 km grid spacing, and the second (G2) with 20 km. Data for initial and boundary condition were obtained from NCEP-NCAR reanalysis, with weekly SST. The analyses of interannual variability of atmospheric circulation was done by calculating the terms of water budget, areas, for precipitation interannual variability simulated by the two grids (G1 and G2), statistical indices were used to compare simulation results and observational precipitation over nNEB. Particularly over the State of Ceará, finer resolution analyses were employed, so that we could verify if the model were able to reproduce precipitation generated by mesoscale effects. Results show that G1 represents observational precipitation better than G2, according to the analysis of statistic indexes for simulations and observational data which was employed for both nNEB and Ceará. G2 presented higher errors in precipitation spatial pattern over regions with elevated topography and over coastal regions. This effect is due to misrepresentation of topography-related phenomena in G1 over high topography regions, which were amplified in G2. On the other hand, BRAMS represented well details of precipitation spatial distribution and seasonal variations. Water balance terms analyses over nNEB during the years studied indicates the model represents well the signal of interannual variability of water vapor flux and intra-seasonal scale precipitation. These results imply that BRAMS can be used for forecasting dry and rainy periods over nNEB during the rainy season, at interannual and intra-seasonal scales.

Key-Words: northern Northeast Brazil, climate simulation, regional modeling, BRAMS, water vapor balance.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	x
1 Introdução	1
1.1 Objetivos	5
2 – Dados e Metodologia	7
2.1 – Dados	7
2.2 - Breve descrição do modelo	10
2.3 – Configurações das simulações	11
2.3.1 - Breve descrição dos testes realizados na determinação da configuração do modelo	13
2.4 - Avaliações das simulações	16
2.5 - Transporte de vapor d'água	21
3 – Resultados	24
3.1 - Variabilidade interanual sobre o nNEB	24
3.1 - Variabilidade Interanual sobre o Ceará	34
3.2 - Períodos extremos de precipitação sobre o nNEB	40
3.3 - Variabilidade diária da precipitação sobre o estado do Ceará	43
3.4 - Transporte de vapor d'água	48
4 - Conclusões	58
5 – Referências	61
Apêndice A.....	67

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1**-Razão entre a precipitação climatológica dos meses de fevereiro a maio e a precipitação anual climatológica, calculada através de uma série de trinta anos de precipitação mensal concedidas pela FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS. Detalhes sobre a confecção destes dados em Sun et al. (2005). 4
- Figura 1.2** – Anomalia da temperatura da superfície de mar média no período de fevereiro a maio dos anos 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c), confeccionadas através de dados mensais de TSM. Fonte: <http://www.cdc.noaa.gov/>. Detalhes da confecção dos dados de TSM em Reynolds et al. (2002). 6
- Figura 2.1** –Distribuição espacial dos postos pluviométricos utilizados na construção dos campos de precipitação em pontos de grade de $1^\circ \times 1^\circ$ (latitude-longitude) no ano 1998. Fonte: Silva et al. (2007). 8
- Figura 2.2** - Distribuição espacial das estações pluviométricas utilizadas para construção dos campos de precipitação em pontos de grade e a topografia utilizada pela G2 (m). 9
- Figura 2.3** - Representação esquemática do domínio espacial utilizado na simulação e a topografia da região (m) utilizada pelo BRAMS na grade 1 (com espaçamento de 80 km) e na grade 2 (com espaçamento de 20 km). A Chapada Diamantina, o Planalto da Borborema, a Chapada do Araripe e a Serra de Ibiapaba são localizados pelas siglas CD, PBB, CA e SI, respectivamente. 12
- Figura 2.4** – Precipitação (mm.mês^{-1}) média no período de fevereiro a maio para o ano de 1997. Observada (a) e simulada pelo BRAMS no início do trabalho (b), obtida preliminarmente. 14
- Figura 3.1** - Precipitação média para o período de fevereiro a maio dos anos de 1997, 1998 e 1999 sobre norte do Nordeste (mm.dia^{-1}). Precipitação observada (a), (d) e (g), simulada (média do *ensemble*) pela G1 (b), (e) e (h) e pela G2 (c), (f) e (i). 25
- Figura 3.2** - Precipitação diária simulada média sobre a área do nNEB ($11^\circ\text{-}3^\circ\text{S}$, $44^\circ\text{-}35^\circ\text{W}$) gerada pela G1 e pela G2 no período de fev-mai dos anos 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c). As barras verticais representam as precipitações diárias observadas nos anos estudados. 26
- Figura 3.3** – Raiz do erro quadrático médio (RQE) e erro médio absoluto (EA) entre a precipitação diária observada e a precipitação diária simulada pela G1 ((a), (c), (e), (g), (i) e (l)) e pela G2 ((b), (d), (f), (h), (j) e (m)) no período de fev-mai dos anos de 1997 a 1999. 28
- Figura 3.4** – Índice de concordância (d) e coeficiente de correlação (r) entre a precipitação diária observada e a precipitação diária simulada pela G1 em (a), (c), (e), (g), (i) e (l) e pela G2 em (b), (d), (f), (h), (j) e (m), no período de Fevereiro a Maio dos anos de 1998 e 1999. 29
- Figura 3.5** – Raiz do erro quadrático médio (RQE), erro médio absoluto (EA) e índice de concordância (d) mensais, médios na área do nNEB ($11^\circ\text{-}3^\circ\text{S}$, $44^\circ\text{-}35^\circ\text{W}$) para os anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c). Nos gráficos, as linhas contínuas correspondem a G1 e as linhas tracejadas correspondem a G2. 32
- Figura 3.6** - Precipitação média para o período de fevereiro a maio dos anos 1997, 1998 e 1999 sobre o estado do Ceará (mm.dia^{-1}). Precipitação observada (média do *ensemble*) em (a), (e), (i), (c), (g) e (l), simulada pela G1 em (b), (f) e (j), e pela G2 em (d), (h) e (m). 35
- Figura 3.7** – Raiz do erro quadrático médio (RQE) e erro médio absoluto (EA) entre a precipitação diária observada sobre o estado do Ceará (de espaçamento de 80 e 20 km) e

a precipitação diária simulada pela G1 em (a), (c), (e), (g), (i) e (l) e pela G2 em(b), (d), (f), (h), (j) e (m) no período de fev-mai dos anos de 1997 a 1999.	36
Figura 3.8 – Índice de concordância (d) e coeficiente de correlação (r) entre a precipitação diária observada sobre o estado do Ceará (de espaçamento de 80 e 20 km) e a precipitação diária simulada pela G1 em (a), (c), (e), (g), (i) e (l) e pela G2 em (b), (d), (f), (h), (j) e (m), no período de fevereiro a maio dos anos de 1997 a 1999.	37
Figura 3.9 – Raiz do erro quadrático médio (RQE), erro médio absoluto (EA) e índice de concordância (d) mensais, médios na área do Ceará (7,9°-2,7°S, 41,4°-37°W) para os anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c). As linhas contínuas correspondem a G1 e as linhas tracejadas correspondem a G2.....	38
Figura 3.10 – Distribuição de frequências (ajustada a uma distribuição gama de probabilidades) do número de dias por mês (eixo y) versus as classes (eixo x) em mm.dia ⁻¹ , média sobre a área nNEB (11°-3°S, 44°-35°W) da precipitação diária observada e simulada pela grade G1 e G2 no período de fev-mai dos anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c).	42
Figura 3.11 – Região do Ceará selecionada para construir os gráficos de distribuição de intensidade de precipitação.	44
Figura 3.12 – Distribuição da intensidade de precipitação sazonal nos anos de 1997 (a), 1998 (c) e 1999 (e) e índice de concordância (d) entre a precipitação observada e a simulada nos intervalos de intensidade de: 0-1, 1-5, 5-10, e >10 mm.dia ⁻¹ em 1997 (b), 1998 (d) e 1999 (f), medidos sobre a região do sertão central e Inhamuns (Figura 3.9).....	45
Figura 3.13 - Ocorrência de períodos secos durante o período de fevereiro a maio para diferentes limites, observados e simulados nos anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c), médios sobre a região do sertão central e Inhamuns (Figura 3.11).....	47
Figura 3.14 – Fluxo de vapor d’água integrado verticalmente - $\overline{Q}$ (kg.m ⁻¹ .s ⁻¹), médio no período de fev-mai, dos anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c).	49
Figura 3.15 – Distribuição média zonal (44°-33° W) da componente meridional do fluxo de vapor d’água integrado verticalmente (kg.m ⁻¹ .s ⁻¹) para: médias quinzenais dos anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c), no período de fev-mai.	50
Figura 3.16 – Diferença dos campos de fluxo de vapor d’água integrado verticalmente (kg.m ⁻¹ .s ⁻¹), médios no período de fev-mai, entre os anos de 1998 e 1997 (a) e 1999 e 1997 (b).	51
Figura 3.17 – Divergência do fluxo de vapor d’água integrado verticalmente em mm.dia ⁻¹ para a diferença dos anos 1998 e 1997 (a) e de 1999 e 1997 (b), e precipitação em mm.dia ⁻¹ para a diferença de 1998 e 1997 (c) e de 1999 e 1997 (d).	55
Figura 3.18 – Balanço do fluxo de vapor d’água mm.dia ⁻¹ nas faces laterais da coluna atmosférica (36°-46°W e 3°-10°S) sobre o nNEB nos anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c).	56
Figura A.1 - Valores da função peso w_{ij} de Cressman em função do parâmetro adimensional d_s/R representado por τ	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 Principais configurações utilizadas nas simulações com o modelo BRAMS. Os dados entre parênteses são referentes à segunda (2ª) grade utilizada na simulação.....	12
Tabela 2.2 Datas e horários dos dias de inicialização das simulações.	13
Tabela 2.3 Escalas de tempo (τ) em segundos do nudging na lateral (TNUDLAT), no centro (TNUDCENT), no topo (TNUDTOP) e o número de pontos na região de fronteira lateral utilizado nas simulações (NUDLAT).	16
Tabela 2.4 - Escore dos índices estatísticos utilizados na avaliação da precipitação durante a estação chuvosa médio na área do nNEB ou sobre o Ceará.....	19
Tabela 3.1 - Desvio padrão da precipitação observada (σ_o) e simulada (σ_p); Razão entre o desvio padrão da precipitação simulada e observada (R_σ); Raiz do erro quadrático médio (RQE), erro médio absoluto (EA), índice de concordância (d) e correlação linear (r), calculados entre a precipitação observada e precipitação simulada, no período de fev-mai e médias sobre a área o nNEB (11°-3°S, 44°-35°W).	33
Tabela 3.2 - Desvio padrão da precipitação observada (σ_o) e simulada (σ_p); Razão entre o desvio padrão da precipitação simulada e observada (R_σ); Raiz do erro quadrático médio (RQE), erro médio absoluto (EA), índice de concordância (d) e correlação linear (r), calculados entre a precipitação observada e precipitação simulada, no período de fev-mai e médias sobre a área o Ceará (7,9°-2,7°S, 41,4°-37°W).	39
Tabela 3.3 Balanço da divergência do fluxo de vapor d'água (mm.dia ⁻¹) nas faces laterais da coluna atmosférica (44°-36° W e 10°-3° S) para os meses de fev-mai dos anos de 1997 a 1999 sobre o nNEB.	57

1 Introdução

O Nordeste brasileiro (NEB) estende-se da linha logo abaixo do Equador terrestre, aproximadamente entre 1°S e 18°S e entre 34°W e 48°W. Esta região é conhecida por apresentar grande variabilidade climática interanual, tendo no passado uma história de secas e enchentes que afetaram de forma drástica sua população. Seu clima sempre teve um destaque como área de estudo na meteorologia e, portanto, é bastante conhecido o regime sazonal da precipitação sobre a região, principalmente o norte do NEB (nNEB), que possui aproximadamente 70% da precipitação anual (climatológica) concentrada nos meses de fevereiro a maio (Figura 1.1). Também são bem conhecidos os principais mecanismos físicos que controlam a variabilidade da precipitação sobre o NEB, como as mudanças na circulação atmosférica de grande escala (Célula de Walker e de Hadley), fenômenos sinóticos como os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis - VCANS (Kousky e Gan, 1981), sistemas frontais oriundos do Hemisfério Sul, ou seus restos (Kousky, 1979), ondas de leste (Mota e Gandu, 1996) e os extremos de temperatura da superfície do mar (TSM), no oceano Pacífico equatorial, associados ao *El Niño*/Oscilação Sul (ENOS), e as anomalias do oceano Atlântico tropical, conhecidas como “Dipolo do Atlântico”, que representa a diferença entre as anomalias normalizadas da TSM da bacia norte e as anomalias normalizadas de TSM da bacia sul (Souza et al., 2005; Uvo et al., 1996).

Diante disso, o NEB vem sendo alvo de diversos estudos sobre a sua variabilidade interanual de precipitação, através de estudos observacionais (Rao et al., 1993; Souza et al., 2005; Durand et al., 2005; entre outros) e de modelagem, utilizando modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) ou modelos regionais (Misra, 2006 e 2004; Sun et al., 2005; Moura e Hastenrath, 2004; entre outros), que utilizaram uma técnica denominada *downscaling* dinâmico, que tem como base o aninhamento de um modelo regional em um MCGA, na tentativa de representar os padrões locais responsáveis pela precipitação.

Introdução

Estes estudos surgiram por meio da confirmação, de trabalhos observacionais e de modelagem, que demonstram que a variabilidade interanual de precipitação sobre NEB possui uma teleconexão com a variabilidade da TSM do leste equatorial do oceano Pacífico e do Atlântico tropical (Misra 2007; Souza et al., 2005). Sun et al. (2005) demonstraram através de simulações numéricas, utilizando um modelo regional (*downscaling* dinâmico), que a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico é a forçante principal responsável pela variabilidade de precipitação sobre o NEB.

Embora haja uma forte relação entre as anomalias de TSM sobre os oceanos Pacífico e Atlântico, suas variabilidades nem sempre apresentam uma resposta linear na variabilidade da precipitação sobre o NEB, pois Giannini et al. (2004) e Misra (2006) realizaram diversos experimentos utilizando MCGA para demonstrar que a previsibilidade de chuva sobre o NEB é reduzida quando o gradiente meridional de anomalia da TSM no Atlântico tropical se desenvolve contrariamente ao fenômeno ENSO, ou seja, quando a anomalia de TSM do oceano Atlântico tropical é alta e não significativamente correlacionada com a anomalia do oceano Pacífico oriental, certamente a variabilidade da chuva no NEB é menos óbvia. Adicionalmente, Misra (2006) mostrou exemplos de simulações sazonais que reduziram a performance na simulação da precipitação sobre o NEB mesmo quando a variabilidade do oceano Pacífico oriental é significativamente alta. No entanto, Oldenborgh et al. (2005) mostrou o contrário de Misra (2006) através de previsões com o modelo acoplado europeu que obteve um alto *skill* (habilidade).

A maior parte destes estudos, citados anteriormente, foram realizados com MCGA que têm como condições iniciais a TSM observada, podendo representar a circulação de grande escala no NEB. Entretanto, eles são incapazes de representar os padrões de precipitação locais no NEB devido à sua baixa resolução (Nobre et al., 2001). No entanto, apesar dos sistemas de grande escala, responsáveis por grande parte da variabilidade da precipitação, serem bem resolvidos pelos MCGA's, os processos de sub-grade forçados pela topografia e curvatura da costa dos

Introdução

continentes, que produzem padrões climáticos regionais, não são capturados por estes (Nicolini et al., 2002).

Uma solução para tal problema seria minimizar a limitação do MCGA em representar os padrões locais responsáveis pela precipitação, utilizando o *downscaling*, que é uma das aproximações utilizadas para investigar a variabilidade da precipitação em escalas locais. Nela os modelos são executados com uma alta resolução em uma área limitada para uma determinada região de interesse, forçados pelas circulações de grande escala previstas pelos MCGA. A formação básica desta estratégia está na capacidade dos MCGA em responder às forçantes de grande escala, e do aninhamento de modelos regionais (com os MCGA) capazes de considerar os efeitos locais em escalas de grade inferiores aos do MCGA (Giorgi e Mearns, 1999). Ou seja, a idéia básica dessa abordagem é de usar um MCGA para simular a circulação geral da atmosfera devido às forçantes climáticas globais e, com as saídas desse modelo, “forçar” as fronteiras laterais de um modelo regional (MR), que seja capaz de descrever os efeitos de fatores locais (orografia e contrastes de superfície, por exemplo) que não são explicitamente considerados nos MCGAs.

O *downscaling* já foi testado em diversas regiões do globo, como a América do Sul (Chou et al., 2000; Misra et al., 2003), África (Sun et al., 1999) e Ásia (Ji e Vernekar, 1997). Nos modelos regionais, as simulações melhoram os detalhes na escala espacial e mensal (média da precipitação sazonal). No entanto, Misra et al. (2003) discutiram a dificuldade em prever a precipitação para o verão sobre a América do Sul ao compararem simulações climáticas de um MCGA a um MR. Seus resultados mostraram uma melhor representação na climatologia da média do conjunto com o MR, mas nem todas as variáveis previstas apresentaram resultados melhores do que o MCGA.

Embora haja diversos estudos sobre a variabilidade interanual de precipitação sobre o NEB ainda existe uma carência por mais pesquisas que avaliem a habilidade dos modelos regionais em simular condições climáticas observadas localmente devido a fenômenos de grande e de mesoescala sobre o NEB, além de responder questões da modelagem com MR sobre MCGA que poderiam melhorar a previsão de sistemas climáticos e assim auxiliar a solucionar

Introdução

problemas como: mudanças climáticas decorrentes de alterações no uso do solo, desertificação, planejamento agrícola, entre outros.

Razão entre a precip. climatológica de fev–mai e a precip. anual climatológica

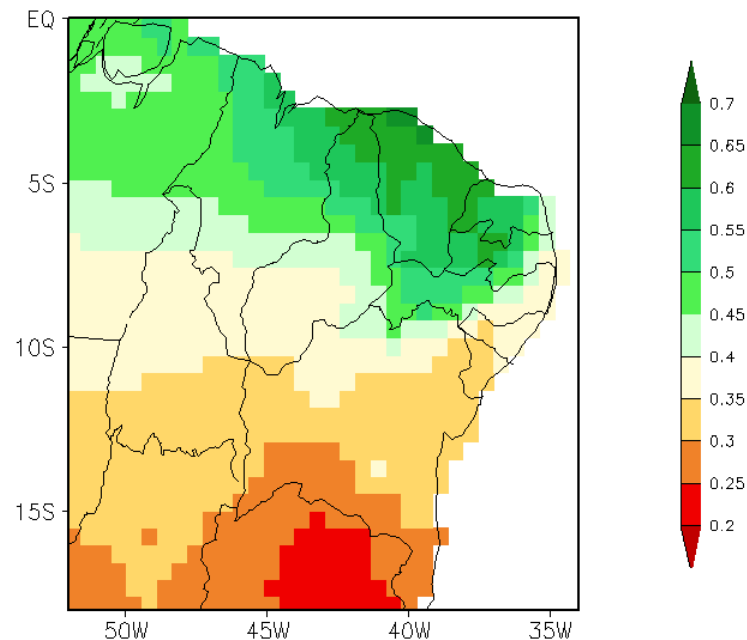


Figura 1.1—Razão entre a precipitação climatológica dos meses de fevereiro a maio e a precipitação anual climatológica, calculada através de uma série de trinta anos de precipitação mensal concedidas pela FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS. Detalhes sobre a confecção destes dados em Sun et al. (2005).

1.1 Objetivo

Inserido neste contexto, o objetivo desse trabalho é investigar a variabilidade interanual da precipitação e circulação atmosférica sobre o NEB, através de conjuntos de cinco simulações (“*ensemble*”) de longo período (5 meses) realizadas sobre o NEB com um modelo regional (BRAMS – *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) durante a estação chuvosa (fevereiro a maio) dos anos de 1997, 1998 e 1999, quando as TSM do Pacífico leste e central encontravam-se normais, anormalmente quentes (*El Niño*), e anormalmente frias (*La Niña*), respectivamente (Misra et.al., 2002; Souza et al., 2005), conforme a Figura 1.2.

Também compõem os objetivos desse trabalho encontrar uma resposta para as seguintes questões:

- (i) O modelo BRAMS é capaz de representar a variabilidade temporal da precipitação dentro da estação chuvosa durante os anos de 1997, 1998 e 1999?
- (ii) Com uma resolução espacial refinada é possível que a simulação fornecida pelo BRAMS seja melhorada na grade com resolução mais fina (20 km) em vez da grade com resolução intermediária (80 km) quando comparada às observações? Esta hipótese será verificada através da comparação da precipitação simulada com duas fontes de dados, uma para o nNEB e a outra especificamente para o estado do Ceará.

O trabalho é organizado em capítulos dispostos da seguinte maneira: No capítulo 2 estão descritos os dados utilizados nas simulações e os dados utilizados para avaliá-las, juntamente com uma breve descrição do modelo BRAMS com suas principais configurações e a metodologia utilizada na avaliação das simulações. No capítulo 3 são apresentados os resultados das simulações, onde são analisados o transporte de vapor d’água, através dos termos do balanço d’água, e a precipitação sobre o nNEB e sobre o Ceará com o emprego de índices estatísticos.

Introdução

Por fim, o capítulo 4 apresenta um sumário de todo o estudo, as conclusões que puderam ser feitas e sugestões para trabalhos futuros.

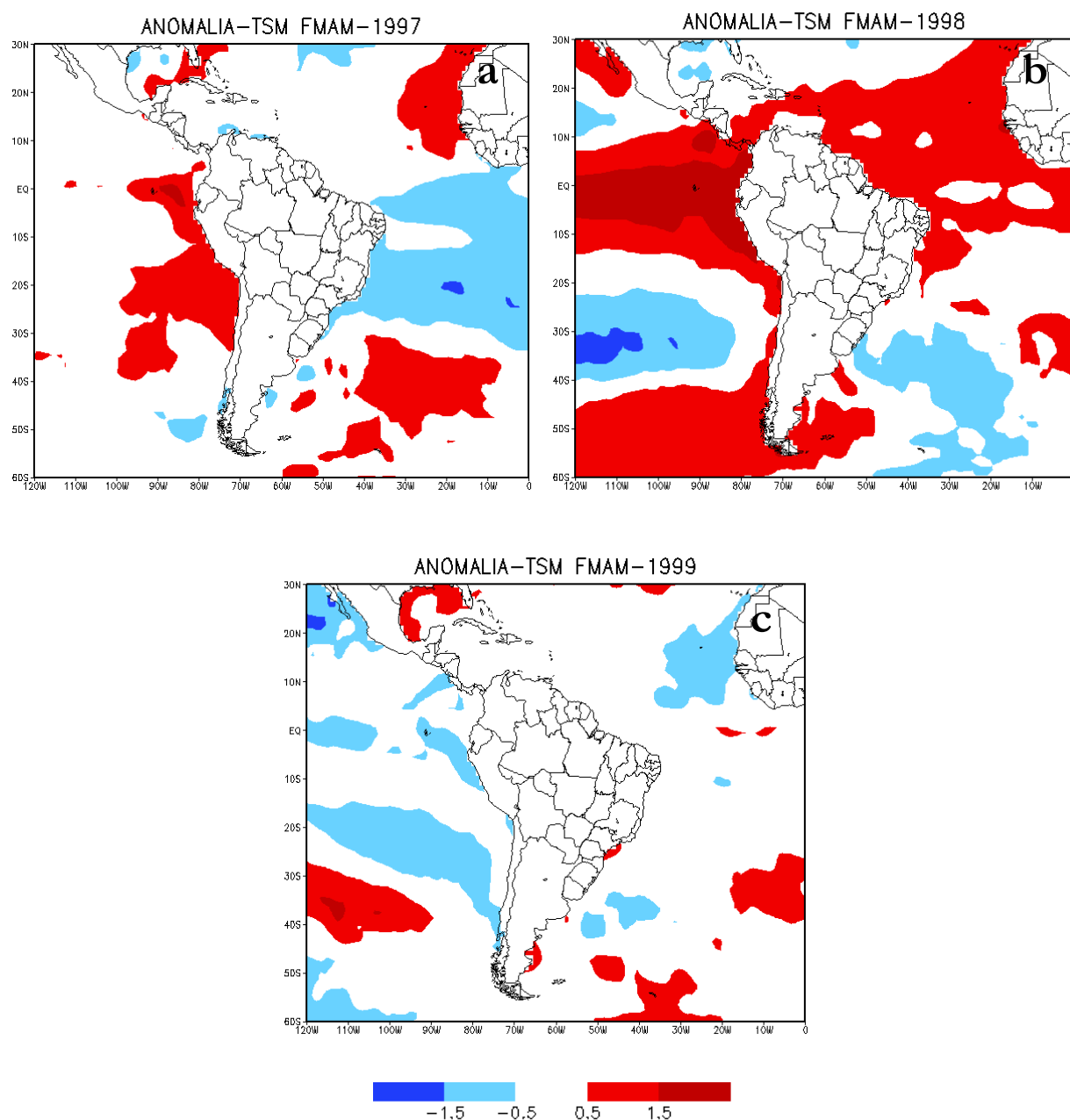


Figura 1.2 – Anomalia da temperatura da superfície de mar média no período de fevereiro a maio dos anos 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c), confeccionadas através de dados mensais de TSM. Fonte: <http://www.cdc.noaa.gov/>. Detalhes da confecção dos dados de TSM em Reynolds et al. (2002).

2 – Dados e Metodologia

2.1 – Dados

O modelo teve suas condições iniciais e de fronteiras (CF) laterais forçadas com os dados de geopotencial, temperatura do ar, umidade relativa e componentes do vento da re-análise do NCEP-NCAR (*National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research*, Kalnay et al., 1996) com atualização das CF a cada seis horas (nos horários sinóticos 00UTC, 06UTC, 12UTC, 18UTC). Essas informações são fornecidas em níveis de pressão (padrões da re-análise) com resolução de 2,5° de latitude x 2,5° de longitude. São usadas como condições de contorno a TSM observada semanalmente de acordo com as análises semanais do NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) com uma resolução de 1° de latitude x 1° de longitude. O tipo de solo, topografia e vegetação são baseados nos dados fornecidos pelo USGS/EROS (*United States Geological Survey's Earth Resources Observation System Data Center*). São utilizados também dados mensais de NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) gerados pela *Terrestrial Biophysics and Remote Sensing Lab*. A umidade do solo de inicialização utilizada no modelo é espacialmente heterogênea e em 7 níveis verticais. Ela foi construída através de um modelo numérico que estima o conteúdo de umidade do solo a partir de dados de precipitação obtidos por satélites aplicados a um modelo hidrológico simples (Gevaerd e Freitas, 2006). Neste modelo, os dados de uso e textura do solo são utilizados para descrever as características biofisiológicas e o produto final consiste em campos tridimensionais diários do volume de água. Optou-se por representar o conteúdo inicial de umidade do solo desta forma, pois sua correta representação implica em uma simulação do ciclo hidrológico correto (Douvill e Chauvin, 2000; Chen e Dudhia, 2001). Os dados da re-análise estão disponíveis em <<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.pressure.html>> e os dados de contorno do BRAMS em <http://www.cptec.inpe.br/brams/input_data.shtml>, ambos acessados em janeiro de 2008.

Para avaliar os campos de precipitação diária simulados pelo modelo sobre o nNEB utilizaram-se os dados de precipitação diária do CPC-NOAA (*Climate Prediction Center of the National Oceanic and Atmospheric Administration*) com resolução de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ (longitude e latitude). Estes dados foram constituídos de postos pluviométricos (Figura 2.1), onde foram aplicadas técnicas de análise objetiva para construção dos campos de precipitação em pontos de grade (maiores detalhes em Silva et al., 2007). Eles podem ser encontrados no endereço eletrônico: <ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/wd52ws/SA/historical/>.



Figura 2.1 –Distribuição espacial dos postos pluviométricos utilizados na construção dos campos de precipitação em pontos de grade de $1^\circ \times 1^\circ$ (latitude-longitude) no ano 1998. Fonte: Silva et al. (2007).

Na avaliação da precipitação simulada pelo modelo sobre o estado do Ceará utilizou-se uma outra fonte de dados diferentes do CPC. Estes dados são de 726 postos pluviométricos da FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos) que dispõe de séries históricas de precipitação diária para 726 postos (disponível no [site http://www.funceme.br/DEPAM/index.htm](http://www.funceme.br/DEPAM/index.htm)) distribuídos ao longo do estado do Ceará. Estes dados adquiriram formas de pontos de grade regularmente espaçados com as mesmas resoluções

das grades utilizadas nas simulações, ou seja, com espaçamento de 80 e 20 km. Para este fim foi empregada a seguinte metodologia:

- (i) Selecionar os postos que possuísem dados (sem nenhum dia faltante) no período de fevereiro a maio dos anos de 1997 a 1999 (Figura 2.2);
- (ii) Aplicar uma análise objetiva nos dados dos postos selecionados através do método de *Cressman* (detalhes sobre este método encontram-se no Apêndice A), com a finalidade de transformar os dados dos postos em pontos de grade regularmente espaçados com as mesmas resoluções das simulações. Para este fim foram realizadas duas análises objetivas utilizando o método de *Cressman* nos dados dos postos. Para a primeira aplicação da análise objetiva utilizou-se um *guess field* de 20 km, e segunda aplicação utilizou um *guess field* de 80 km, assim os dados dos postos ficaram com a mesma resolução da grade 2 e da grade 1 do modelo, respectivamente. O objetivo deste método é fazer que os dados dos postos adquirissem a forma de pontos de grade regularmente espaçados com espaçamentos de 20 e 80 km, podendo assim, serem utilizados na verificação objetiva das simulações que possuem os mesmos espaçamentos horizontais.

Distribuição espacial de pluviômetros – FUNCEME

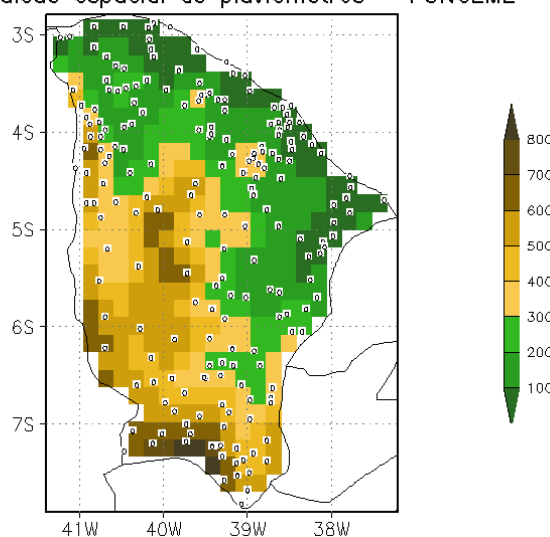


Figura 2.2 - Distribuição espacial das estações pluviométricas utilizadas para construção dos campos de precipitação em pontos de grade e a topografia utilizada pela G2 (m).

2.2 - Breve descrição do modelo

Para realizar as simulações climáticas deste trabalho, foi utilizada a versão 3.1 do modelo atmosférico BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*), que vem a ser uma versão modificada do já bem documentado modelo atmosférico RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*, Pielke et al., 1992; Cotton et al., 2003), na sua versão 5.04. O BRAMS é um projeto desenvolvido em parceria entre a ATMET (*ATmospheric, Meteorological and Environmentl Technologies*), CPTEC-INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), UFCG (Universidade Federal de Campina Grande) e o IAG-USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo), e tem como objetivo principal ajustá-lo aos trópicos, para que atenda aos centros de pesquisa e de previsão de tempo regionais brasileiros.

O BRAMS diferencia-se do RAMS pela introdução da parametrização de cúmulos rasos (Souza e Silva, 2003); de uma nova parametrização de convecção profunda baseada em Grell et al. (2002), com diversos esquemas de fechamento de fluxo de massa; do processo de assimilação de umidade do solo heterogênea (Gevaerd e Freitas, 2006); da inclusão do modelo de superfície SIB 2 (*Simple Biosphere Model*, Sellers et al., 1996) e de um conjunto de dados no LEAF (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model*, Walko et al., 2000) com parâmetros observacionais dos biomas da América do Sul. As opções físicas e parametrizações estão em constante atualização e/ou implementação. Em sua versão mais recente o modelo conta com inclusão de parametrização para processos fotoquímicos na atmosfera (www.cptec.inpe.br/brams).

2.3 – Configurações das simulações

Foram realizadas três simulações, cujo domínio (juntamente com a topografia da região) é apresentado na Figura 2.3, e suas principais configurações são descritas na Tabela 2.1. Cada uma das simulações foi composta por um *ensemble* (neste trabalho é definido como um conjunto de cinco simulações), para o período de janeiro a maio dos anos de 1997 a 1999. As simulações que compõem o *ensemble*, ou seja, as cinco simulações para cada ano, foram inicializadas em dias diferentes no mês de janeiro (Tabela 2.2) com a finalidade de obter as condições iniciais e de fronteira, a TSM e a umidade do solo com valores distintos para cada dia de inicialização do modelo. O intervalo entre os dias escolhidos na inicialização das simulações variava semanalmente, pois assim, seria possível inicializar o modelo com valores distintos de TSM, entre os dias de inicialização, já que variação da TSM é semanal. Os dias do mês de janeiro foram desprezados, pois certamente nestes dias o modelo ainda não teria entrado em equilíbrio entre as condições de fronteira iniciais e a dinâmica interna do modelo. Assim, as avaliações das simulações compreendem os dias 01 de fevereiro a 31 de maio dos anos de 1997, 1998 e 1999.

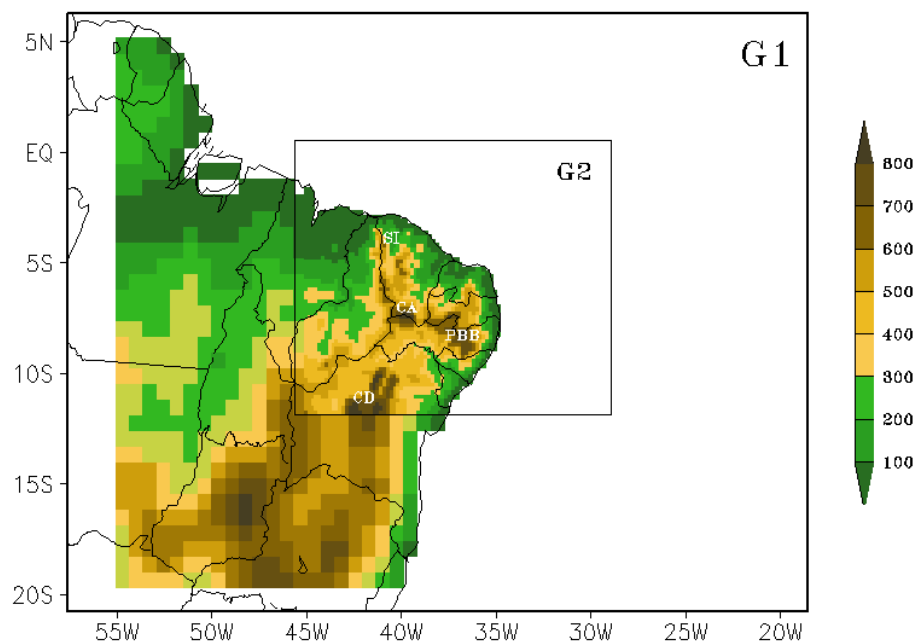


Figura 2.3 - Representação esquemática do domínio espacial utilizado na simulação e a topografia da região (m) utilizada pelo BRAMS na grade 1 (com espaçamento de 80 km) e na grade 2 (com espaçamento de 20 km). A Chapada Diamantina, o Planalto da Borborema, a Chapada do Araripe e a Serra de Ibiapaba são localizados pelas siglas CD, PBB, CA e SI, respectivamente.

Tabela 2.1 Principais configurações utilizadas nas simulações com o modelo BRAMS. Os dados entre parênteses são referentes à segunda (2ª) grade utilizada na simulação.

Número de grades	2
Pontos de grade em x	50 (90)
Pontos de grade em y	36 (70)
Centro da grade (lat/lon)	7,5S / 38,5W (5,4S / 36,7W)
Pontos de grade em z (altura)	28
Número de camadas de solo	7
Espaçamento de grade (km)	80 (20)
Parametrização Radiação (onda curta e longa)	Chen e Cotton
Parametrização de nuvens cúmulos	Grell com fechamento Grell
Iniciação do solo	Heterogênea
Nível microfísica	3
Coordenada vertical	Sigma

Tabela 2.2 Datas e horários dos dias de inicialização das simulações.

Simulações	Data e hora do início das simulações		
	1997	1998	1999
1°	01/01(00z)	01/01(00z)	01/01(00z)
2°	08/01(06z)	07/01(06z)	06/01(06z)
3°	15/01(12z)	14/01(12z)	13/01(12z)
4°	22/01(18z)	21/01(18z)	20/01(18z)
5°	29/01(00z)	28/01(00z)	27/01(00z)

2.3.1 - Breve descrição dos testes realizados na determinação da configuração do modelo

Antes de realizar as simulações a serem avaliadas neste trabalho foram realizados exaustivos testes com o modelo, até que o mesmo chegasse a uma configuração aceitável, que representasse qualitativamente bem os campos de precipitação. Aqui serão mostrados alguns destes. O principal problema foi solucionar a má representação dos campos de precipitação observados sobre o NEB pelo modelo, pois os mesmos encontravam-se muito acima do observado (Figura 2.4). Os primeiros testes incluíram alterações em alguns parâmetros do código do modelo que controlam os fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera que possivelmente afetariam o regime de precipitação no modelo, além do que, os mesmos não se encontravam dentro dos valores esperados para a região Amazônia e para o NEB.

Os principais parâmetros alterados, para valores próximos aos observados na região Amazônica, foram o índice de área foliar, rugosidade da vegetação, profundidade das raízes e albedo da vegetação. Os novos valores destes parâmetros encontram-se em Rosolem (2005). Acharmos correto alterar estes parâmetros porque a interação entre a vegetação e atmosfera exerce um forte papel nas trocas de energia entre a superfície e atmosfera (por exemplo, o calor latente e o sensível) e o saldo de radiação em superfície.

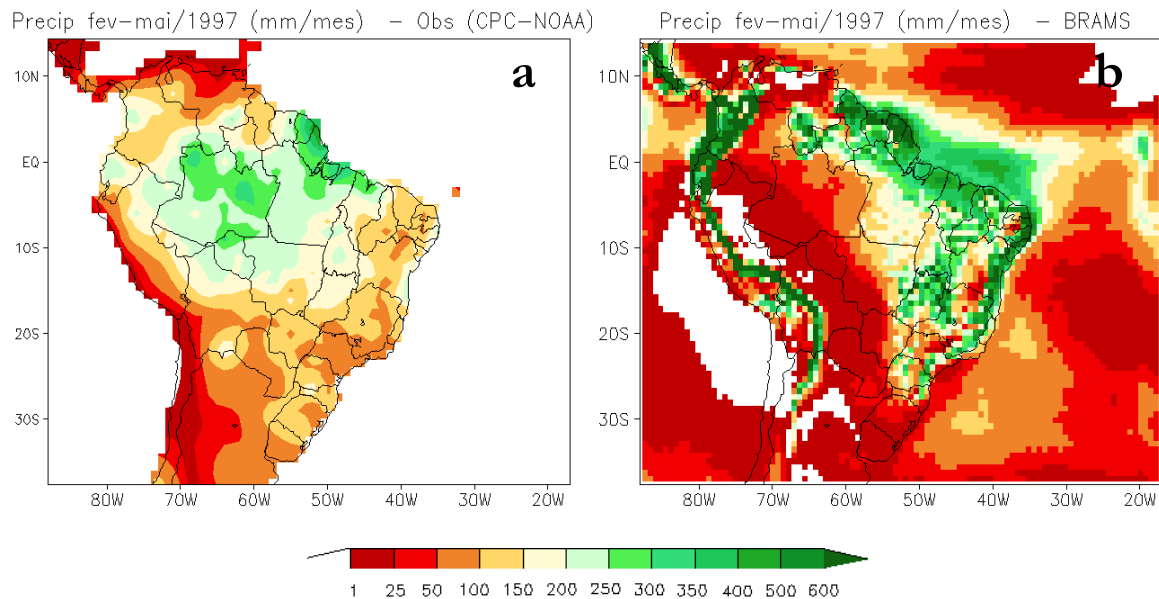


Figura 2.4 – Precipitação (mm.mês^{-1}) média no período de fevereiro a maio para o ano de 1997. Observada (a) e simulada pelo BRAMS no início do trabalho (b), obtida preliminarmente.

Constantes dentro do código do modelo (*cap_maxs*), especificamente dentro da parametrização de Grell (sub-rotina *cup_grell2.f90*) que inibem ou ativam a quantidade de precipitação que o modelo produz, também foram alteradas até se determinar um valor que se adequasse à precipitação esperada sobre NEB (que foi um *cap_maxs*=75). Para isso foi necessária a realização de diversas simulações requerendo um alto tempo computacional para análises das mesmas (testes não mostrados). Após a realização de todos esses testes o modelo passou a representar bem os fluxos de superfície e melhorou um pouco a representação da precipitação, mas ainda com superestimava sobre o NEB. Sendo assim, os testes continuariam.

O próximo parâmetro alterado para a realização de mais testes foi o *nudging*, ou seja, o relaxamento newtoniano, especificamente no centro do domínio. Este parâmetro foi o que exerceu a maior influência diante de todos os testes realizados com o modelo.

O valor do *nudging* central (dado em segundos) pode ser modificado facilmente, para isso, basta que se modifique o seu valor no RAMSIN (arquivo de listas de variáveis, o *namelist* do BRAMS). O modelo BRAMS, assim como no RAMS, admite a assimilação de dados observados e de grande escala produzidos por modelos globais, onde, para o segundo caso, pode-se informar

ao modelo, separadamente, a escala de tempo para relaxamento para o topo, as fronteiras laterais e o centro da grade.

O *nudging* é utilizado quando se deseja que os resultados das equações do modelo sejam forçados a tender a um outro resultado já conhecido, como, por exemplo, as análises dos dados de um modelo global, geralmente utilizadas como condições iniciais e de fronteira lateral (maiores detalhes em DAVIES, 1976 e WALKO; TREMBACK, 2001). O *nudging* é definido a seguir, conforme Maria (2007).

Sendo φ uma variável qualquer do modelo, tem-se de forma simplificada:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = F(\varphi) + N(x, y, z, t) \frac{(\varphi_0 - \varphi)}{\tau} \quad (2.1)$$

onde $F(\varphi)$ representa a tendência a “física” do modelo, τ é uma escala de tempo característica, $N(x, y, z, t)$ é o peso do relaxamento (determinada no RAMSIM) e φ_0 é o valor para o qual se deseja que o modelo tenda.

Neste estudo, apenas a escalas de tempo (τ) do *nudging* central (TNUDCENT) da grade mais externa (G1) foi alterada no RAMSIN. Os valores testados no TNUDCENT foram de 86400 s, 43200 s, 21600 s e 14400 s; este último foi o que melhor representou a precipitação. Para a segunda grade foi atribuído peso igual a 1 em todos os testes, já que a hierarquia das grades faz com que o relaxamento, feito para a grade mais externa, seja herdado pelas grades mais internas. Na Tabela 2.3 são mostradas as escalas de tempo (τ) do *nudging* central, determinado pelo testes e utilizado nas simulações, juntamente com os valores do *nudging* lateral (TNUDLAT) e no topo (TNUDTOP) e também o número de pontos na região de fronteira lateral utilizado nas simulações (NUDLAT).

Tabela 2.3 Escalas de tempo (τ) em segundos do nudging na lateral (TNUDLAT), no centro (TNUDCENT), no topo (TNUDTOP) e o número de pontos na região de fronteira lateral utilizado nas simulações (NUDLAT).

Escalas de tempo (τ) em segundos	
TNUDLAT	1800
TNUDCENT	14400
TNUDTOP	10800
NUDLAT	8

2.4 - Avaliações das simulações

Para avaliar o desempenho da precipitação prevista pelo modelo é necessário que a mesma esteja na mesma resolução dos dados de precipitação observados. Desta forma, foi aplicado o método de interpolação bi-linear utilizando o software GrADS (*Grid Analysis and Display System*) nos dados de precipitação prevista pelo modelo, para que os mesmos ficassem com a mesma resolução dos dados observados. Depois da interpolação, foram calculados os seguintes índices estatísticos para avaliar o desempenho do modelo: o erro médio ou bias (B), erro absoluto médio (EA), raiz do erro quadrático médio (REQ), o desvio padrão da precipitação (σ_o) observada e simulada (σ_p), e a razão (R_σ) entre seus desvios, o índice de concordância (d) e a correlação linear (r). A justificativa do emprego de vários índices estatísticos na avaliação do modelo se deve ao fato de que o resultado da utilização de um conjunto de medidas age como um efeito compensatório, uma vez que cada índice estatístico possui uma lacuna que pode ser preenchida com o uso de outro determinado índice. Todos estes índices serão definidos a seguir:

O erro médio ou bias (B) é simplesmente uma média da diferença entre a precipitação prevista e a observada, assim, expressa um erro sistemático (subestimação ou superestimação) da precipitação prevista pelo modelo em relação à precipitação observada, onde os valores mais próximos de zero representam os menores erros, podendo assumir qualquer valor real. Sua unidade é expressa na mesma unidade das variáveis utilizadas para o seu cálculo.

$$B = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (P_t - O_t) \quad (2.2)$$

sendo N o número total de dias de simulação, P_t e O_t são a precipitação prevista e observada no t -ésimo dia, respectivamente. É importante observar que o *bias* não informa a magnitude típica dos erros individuais da previsão, pois na somatória os desvios negativos se cancelam com os positivos.

No erro absoluto médio (EA) é realizada uma média aritmética dos valores absolutos das diferenças entre a precipitação prevista e observada. Quando os seus resultados estão mais próximos de zero representam os menores erros, podendo assumir somente valores positivos e sua unidade é expressa na mesma unidade das variáveis utilizadas para o seu cálculo.

$$EA = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N |P_t - O_t| \quad (2.3)$$

A raiz do erro quadrático médio (REQ) fornece uma indicação de quanto o erro varia em torno do EA . Ela é definida a seguir:

$$REQ = \left[\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (P_t - O_t)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.5)$$

Esta medida é similar a EA , exceto, por elevar a diferença entre a precipitação prevista e a observada ao quadrado e depois extrair a raiz quadrada.

A REQ é diferente do EA , porque ela penaliza quadraticamente os erros e os *outliers* (dados extremos contidos em uma série temporal). Ela possui a mesma interpretação do EA e sua unidade também é expressa na mesma unidade das variáveis utilizadas para o seu cálculo.

Os desvios padrões da precipitação observada (σ_o) e prevista (σ_p) são dados em mm.dia^{-1} . Ambos são definidos a seguir:

$$\sigma_o = \left[\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (O_t - \bar{O})^2 \right]^{1/2} \quad (2.5),$$

$$\sigma_P = \left[\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (P_t - \bar{P})^2 \right]^{1/2} \quad (2.6).$$

assumindo que $\bar{O}$ e $\bar{P}$ são as médias aritmética das precipitações observada e simulada, respectivamente. Sendo assim, a razão entre os desvios (R_σ) é definida como:

$$R_\sigma = \frac{\sigma_P}{\sigma_O}. \quad (2.7)$$

Medidas semelhantes de desvio padrão estão associadas à semelhança entre os dados, de modo que, quanto mais próximo de um for a razão (R_σ) entre os desvios, maior será a semelhança entre os dados. A razão entre os desvios é adimensional e pode assumir qualquer valor não-negativo.

A correlação linear (r) é definida a seguir:

$$r = \frac{\sum_{t=1}^N (P_t - \bar{P})(O_t - \bar{O})}{\left[\sum_{t=1}^N (P_t - \bar{P})^2 \right]^{1/2} \left[\sum_{t=1}^N (O_t - \bar{O})^2 \right]^{1/2}} \quad (2.8)$$

sua variação é compreendida no intervalo de $-1 \leq r \leq 1$ (adimensional), onde 1 indica perfeita correlação e -1 anti-correlação. Este índice tem como característica a sensibilidade a um ou mais pares de dados fora do padrão, além de não apresentar robustez.

O índice de concordância (d), proposto por Willmott (1982), mede o grau de aproximação entre os dados observados e os dados previstos. Trata-se de uma medida adimensional, podendo assumir valores que variam entre zero e um, onde o zero indica nenhuma concordância entre a simulação e os dados observados, e um indica uma perfeita concordância. Ele é definido logo abaixo:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (2.9)$$

Os índices serão calculados espacialmente para o período médio da estação chuvosa, médios na área mensalmente e durante a estação chuvosa. Para os índices médios na área e na estação chuvosa serão atribuídos escores para cada um, funcionando como pesos para cada índice (como em Maria, 2007). Às medidas de erro relativo, como o índice de concordância será atribuído o peso máximo, enquanto que às medidas de erro absoluto serão concedidas um peso mínimo. Para a correlação linear não será atribuído nenhum escore, devido aos resultados serem pouco representativos neste trabalho. Na Tabela 2.4 estão os valores dos escores atribuídos a cada índice.

Tabela 2.4 - Escore dos índices estatísticos utilizados na avaliação da precipitação durante a estação chuvosa médio na área do nNEB ou sobre o Ceará.

Símbolo (unidade)	Índices Estatísticos	Escores
R_{σ} (adimensional)	Razão dos desvios	1
REQ (mm.dia ⁻¹)	Raiz do erro quadrático médio	1
EA (mm.dia ⁻¹)	Erro absoluto médio	1
B (mm.dia ⁻¹)	Erro médio	1
d (adimensional)	Índice de concordância	2

O emprego dos escores é realizado durante a comparação das simulações produzidas pelas grades do modelo. A cada índice considerado é atribuída uma quantidade de escores referente à relevância deste índice na comparação, conforme já descrito. Dentre os resultados das simulações com diferentes resoluções (G1 e G2), intercomparadas, apenas aquela que obtém o melhor índice recebe os escores correspondentes. Isto é feito de forma acumulativa tal que, se um determinado modelo obtém melhores valores em três índices, sua pontuação total é a soma dos escores atribuídos a cada índice.

Por fim, é construída uma distribuição de frequências da precipitação (P) (observada e prevista pelo modelo) ajustada à distribuição *gamma* de probabilidades, com o objetivo de

determinar os períodos extremos de precipitação sobre o nNEB, os quais foram subdivididos em intervalos de classes com as seguintes intensidades de precipitação:

- classes de intensidade baixa de precipitação: de 1 a 3 mm.dia⁻¹,
- classes de intensidade intermediária de precipitação: de 3 a 9 mm.dia⁻¹,
- classes de intensidade alta de precipitação: acima de 9 mm.dia⁻¹.

De acordo com Wilks (1995) a função densidade de probabilidade (FDP) da distribuição *gamma* é definida como:

$$f(P) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} P^{\alpha-1} e^{-\frac{P}{\beta}} \quad (2.10)$$

onde β é um parâmetro de escala, α é o parâmetro de forma e $\Gamma(\alpha)$ é a função *gamma*, ou função fatorial, definida pela integral:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (2.11)$$

A FDP da distribuição *gamma* não possui solução analítica, sendo a mesma calculada por uma função cumulativa de probabilidade (FCP) *gamma* que é simplesmente uma integral da equação (2.10), definida como:

$$F(P) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} e^{-\frac{t}{\beta}} dt \quad (2.12)$$

A FCP *gamma* também não possui solução analítica e neste trabalho ela foi calculada numericamente através de uma função do software MATLAB (*gamcdf*) que utiliza apenas o valor da precipitação (P) e os parâmetros de forma (α) e de escala (β) para calcular a $F(P)$. Os parâmetros α e β foram estimados por aproximações polinomiais, definidas a seguir:

$$D = \ln \left(\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N P_t \right) - \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \ln(P_t);$$

$$\alpha = \frac{0,5000876 + 0,1648852D - 0,0544274D^2}{D}, \quad 0 \leq D \leq 0,5772;$$

$$\alpha = \frac{8,898919 + 9,059950D - 0,9775373D^2}{17,79728D + 11,968477D^2 + D^3}, \quad 0,5772 < D \leq 17,0 \text{ e}$$

$$\beta = \frac{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N P_t}{\alpha} = \frac{\bar{P}}{\alpha}.$$

2.5 - Transporte de vapor d'água

Com a análise do transporte de vapor d'água atmosférico pode-se compreender melhor o papel da circulação atmosférica sobre a precipitação, pois nos trópicos, as regiões de alta (baixa) precipitação são geralmente associadas à convergência (divergência) do fluxo de vapor d'água (Rao et al., 2002). Portanto, é válido o estudo das características do fluxo de vapor d'água sobre o nNEB, podendo assim entender a variabilidade da circulação atmosférica durante os anos estudados.

Segundo Peixoto e Oort (1992), o balanço d'água na atmosfera pode ser escrito como:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q} - E = \frac{\partial W_c}{\partial t} - \nabla \cdot \vec{Q}_c - P \quad (2.13)$$

onde W é o conteúdo de água na forma de vapor; W_c é o conteúdo de água na forma condensada; $\vec{Q} = Q_\lambda \vec{i} + Q_\phi \vec{j}$ é o fluxo horizontal de água na forma de vapor; $\vec{Q}_c = Q_{c\lambda} \vec{i} + Q_{c\phi} \vec{j}$ é o fluxo horizontal de água na forma de condensada; E é evapotranspiração e P é a precipitação.

Habitualmente temos que $\frac{\partial W_c}{\partial t} \ll \frac{\partial W}{\partial t}$, $Q_c \ll Q$ e na escala climática $\frac{\partial W}{\partial t}$ é pequeno

quando comparado com $\nabla \cdot \vec{Q}$, E e P , sendo assim, a equação do balanço d'água da atmosfera na forma climática, equação (2.13), pode ser reescrita como:

$$\nabla \cdot \vec{Q} = \bar{E} - \bar{P} \quad (2.14)$$

onde a barra sobre os termos representa a média temporal.

A média da equação (2.14) no espaço sobre uma região que é delimitada, conceitualmente, por paredes verticais, como as paredes de uma coluna atmosférica, é escrita da seguinte forma:

$$\left\{ \nabla \cdot \bar{\bar{Q}} \right\} = \left\{ \bar{E} - \bar{P} \right\} \quad (2.15)$$

Usando o teorema de Gauss sobre o primeiro termo da equação (2.15) podemos calcular o divergente na forma que é freqüentemente utilizada em estudos regionais como os de Rao e Marques (1984) e Cavalcanti et al. (2002):

$$\left\{ \nabla \cdot \bar{\bar{Q}} \right\} = \frac{1}{A} \oint_{\gamma} \left(\bar{\bar{Q}} \cdot \vec{n} \right) d\gamma \quad (2.16)$$

onde A representa a área de uma região, $\vec{n}$ é um vetor com módulo igual a um que, em cada elemento infinitesimal, $d\gamma$, tem a direção do vetor normal a $d\gamma$.

Os módulos das componentes zonal (Q_λ) e meridional (Q_ϕ) do fluxo horizontal de vapor d'água integrado verticalmente ($\bar{\bar{Q}}$) são calculados da seguinte forma:

$$Q_\lambda = \frac{1}{g} \int_{p_{topo}}^{p_s} u q dp \quad (2.17)$$

$$Q_\phi = \frac{1}{g} \int_{p_{topo}}^{p_s} v q dp \quad (2.18)$$

mas podem ser calculadas usando a seguinte aproximação:

$$Q_\lambda = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^N \frac{\left[(uq)_{n+1} + (uq)_n \right]}{2} \left[(p)_n - (p)_{n+1} \right] \quad (2.19)$$

$$Q_\phi = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^N \frac{\left[(vq)_{n+1} + (vq)_n \right]}{2} \left[(p)_n - (p)_{n+1} \right] \quad (2.20)$$

em que $p_{topo} = 400 \text{ hPa}$ e p_s é pressão na superfície; q é a umidade específica do ar; g é a aceleração gravitacional; p é pressão atmosférica; u e v são as componentes zonal e meridional

do vento, respectivamente, e N é o número de camadas atmosféricas utilizadas. O fluxo e a divergência vapor d'água foram estimados da superfície até 400 hPa, pois de acordo com Rao et al. (1996) os erros de truncamento por diferenças finitas no cálculo do fluxo e da divergência são minimizados quando ambos são calculados nos níveis abaixo de 400 hPa.

3 – Resultados

3.1 - Variabilidade interanual sobre o nNEB

A Figura 3.1 mostra a precipitação média no período de fev-mai dos anos de 1997 a 1999 sobre o nNEB, simulada (média do *ensemble*) da grade 1 (G1), e grade 2 (G2) e a observada pelos dados do CPC/NOAA. Nela se observa que em ambas as grades, principalmente na G2, a precipitação tem um acréscimo na costa e no norte do nNEB. Nas regiões onde há um acréscimo de precipitação, tanto as que foram geradas pela G1 (em menor proporção) quanto pela G2, são locais onde se encontram barreiras topográficas acentuadas (na parte leste, o Planalto da Borborema e na região norte, a Serra da Ibiapaba, entre o norte do Ceará e do Piauí, ambas as barreiras são localizadas na Figura 2.3). Possivelmente este efeito está associado à parametrização de convecção profunda, que pode mostrar uma sensibilidade significativa na resolução horizontal e assim apresentar comportamentos distintos no aninhamento das grades (G1 e G2), onde se encontram regiões com topografia elevada.

Apesar do acréscimo de precipitação na costa e no norte do nNEB, observa-se na Figura 3.2 que o modelo representa bem a variabilidade interanual da precipitação encontrada nas estações chuvosas dos anos de 1997 e 1999, reproduzindo bem o padrão de precipitação observada no nNEB. No entanto, o mesmo não ocorre para a estação chuvosa do ano de 1998, onde o padrão de precipitação da estação representada pelo modelo está nitidamente acima do observado, principalmente a simulação produzida pela G2 sobre a costa e a parte noroeste do nNEB.

Apesar da G2 intensificar a precipitação na costa leste e na região de topografia acentuada mais que a G1 em praticamente todo período simulado, observa-se que as séries temporal de fev-mai (média na área que compreende os limites 11°-3°S e 44°-35°W) da precipitação simulada de ambas as grades (Figura 3.2) apresentam valores muito próximos uma da outra e que elas

Resultados

representam bem a variabilidade temporal apresentada na precipitação observada, uma vez que em ambas existe uma tendência em representar as variações entre os máximos e os mínimos na precipitação observada, embora com magnitudes muitas vezes superiores.

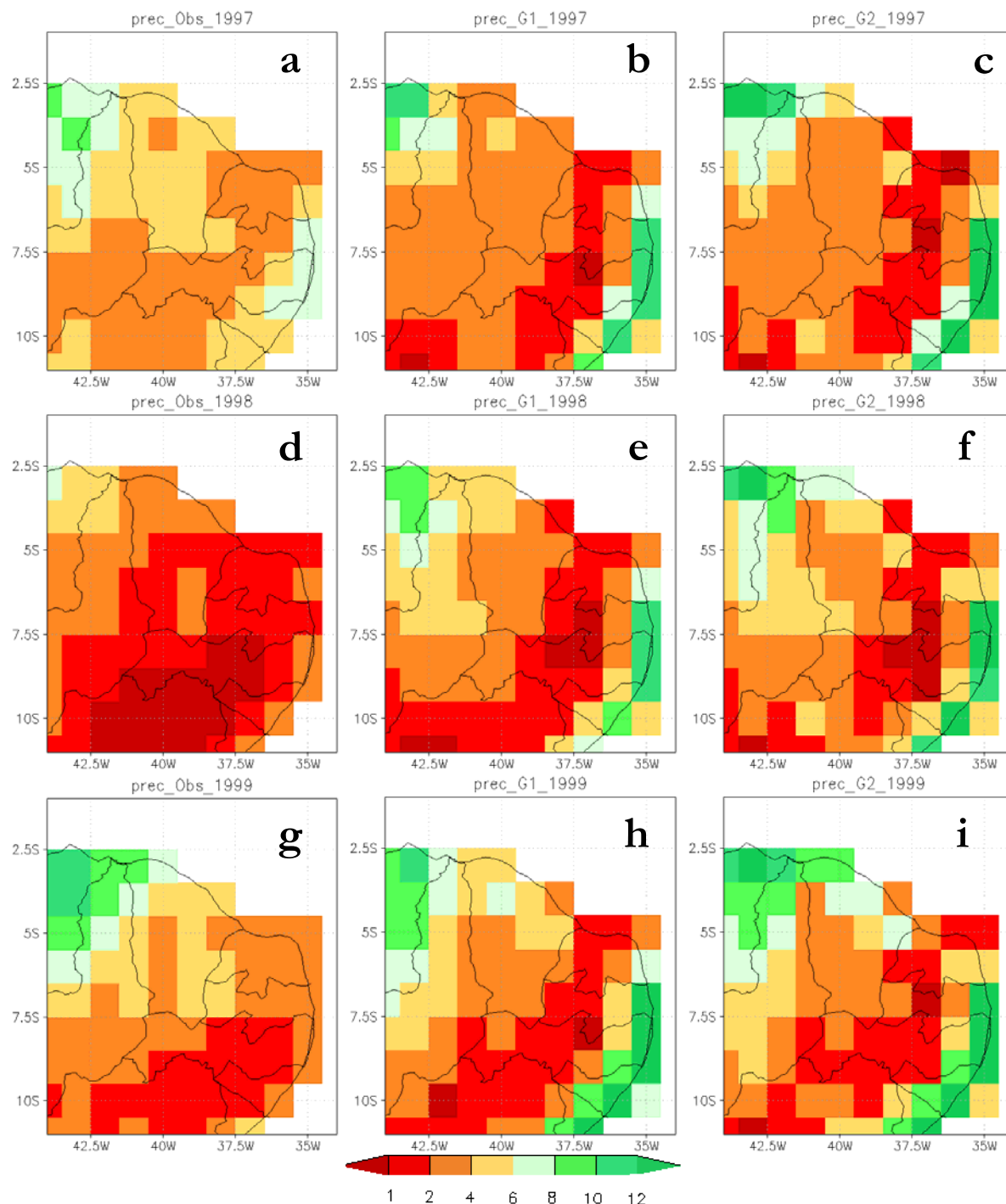


Figura 3.1 - Precipitação média para o período de fevereiro a maio dos anos de 1997, 1998 e 1999 sobre norte do Nordeste (mm.dia^{-1}). Precipitação observada (a), (d) e (g), simulada (média do *ensemble*) pela G1 (b), (e) e (h) e pela G2 (c), (f) e (i).

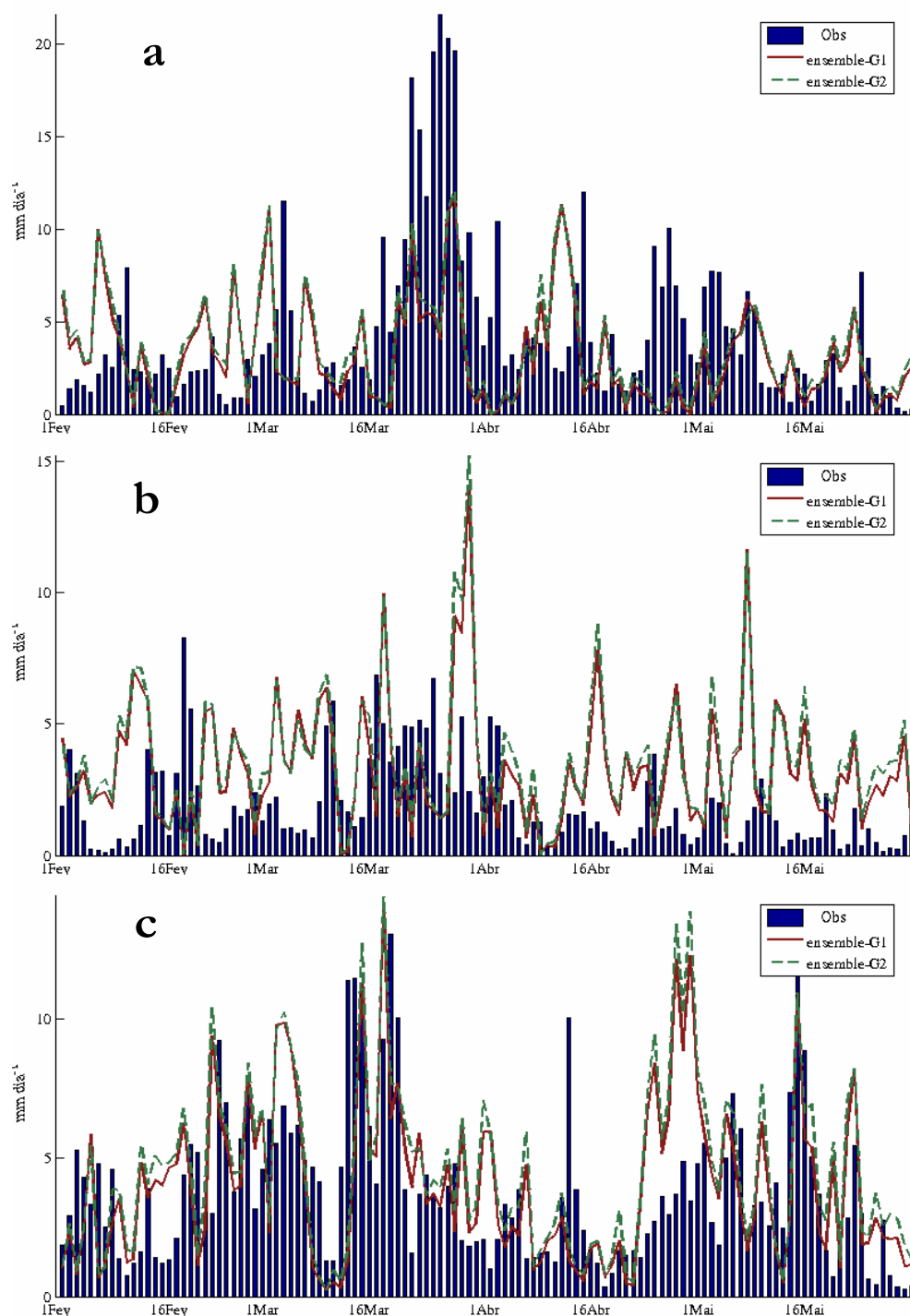


Figura 3.2 - Precipitação diária simulada média sobre a área do nNEB (11° - 3° S, 44° - 35° W) gerada pela G1 e pela G2 no período de fev-mai dos anos 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c). As barras verticais representam as precipitações diárias observadas nos anos estudados.

Resultados

Os índices estatísticos descritos na seção 2.4 foram calculados espacialmente, ou seja, foram construídos mapas dos índices estatísticos (Figuras 3.3 e 3.4), com o objetivo de quantificar e identificar as regiões de maior ou menor discrepância entre a distribuição espaço-temporal da precipitação simulada e observada.

A raiz do erro médio quadrático (REQ) e o erro médio absoluto (EA) apresentam valores semelhantes nas simulações produzidas pela as grades G1 e G2 em praticamente toda região do interior do nNEB dos anos estudados. A divergência destes índices, entre as grades, encontra-se na a costa e na parte noroeste do nNEB. Embora as diferença sejam moderadas, elas indicam que as simulações produzidas pela G1 apresentam os melhores resultados (Figura 3.3).

Quanto à variabilidade anual da REQ e do EA sobre o nNEB, observa-se que o ano de 1997 apresentou os valores mais elevados, enquanto os anos de 1998 e 1999 apresentaram valores da REQ e do EA inferiores aos de 1997 (Figura 3.3).

O índice de concordância (d) e o coeficiente de correlação (r), ambos calculados para o período de fev-mai dos anos estudados (Figura 3.4) também foi semelhantes entre as simulações produzidas pelas duas grades, no entanto, existe uma diferença marcante entre os anos, pois no ano de 1998 o modelo apresentou estes índices bem inferiores, se comparado, aos outros anos simulados, em ambas as grades. O fato de tal ocorrência pode ser justificado porque em 1998 as anomalias de TSM do Atlântico tropical configuraram-se de forma contrárias ao fenômeno ENSO (Figura 1.2), este tipo de configuração reduz a previsibilidade nos modelos para o NEB (Misra, 2007).

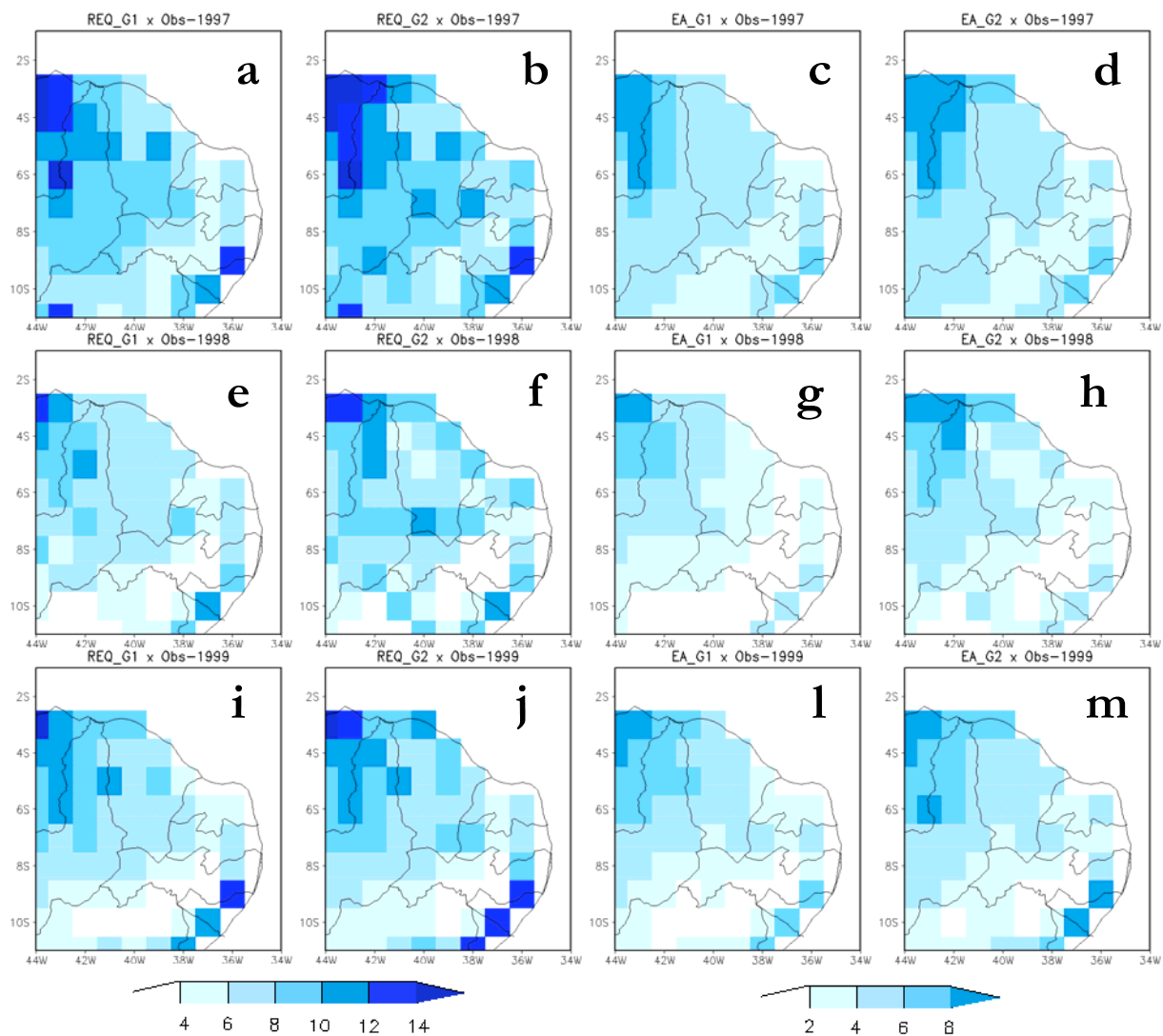


Figura 3.3 – Raiz do erro quadrático médio (RQE) e erro médio absoluto (EA) entre a precipitação diária observada e a precipitação diária simulada pela G1 ((a), (c), (e), (g), (i) e (l)) e pela G2 ((b), (d), (f), (h), (j) e (m)) no período de fev-mai dos anos de 1997 a 1999.

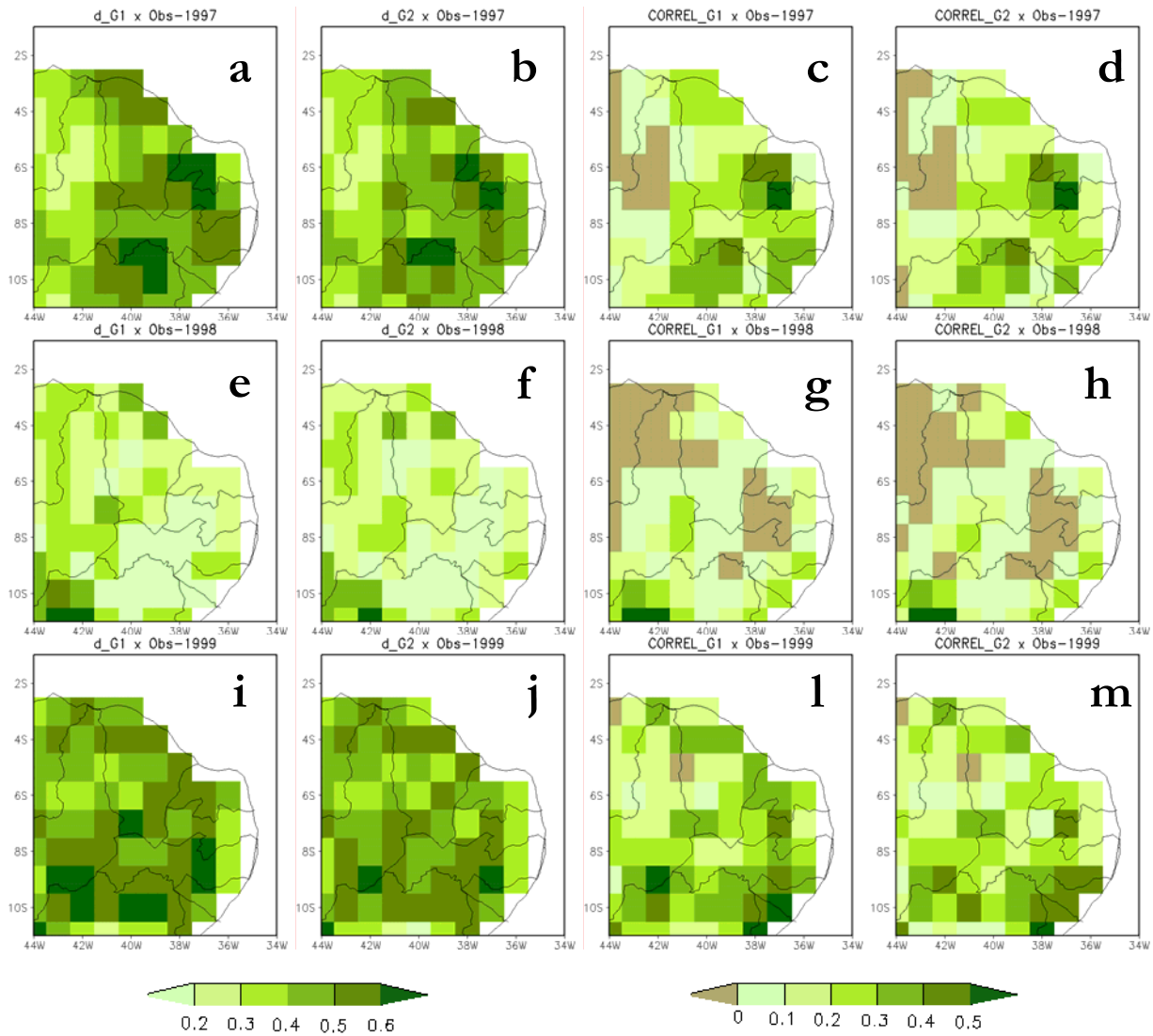


Figura 3.4 – Índice de concordância (d) e coeficiente de correlação (r) entre a precipitação diária observada e a precipitação diária simulada pela G1 em (a), (c), (e), (g), (i) e (l) e pela G2 em (b), (d), (f), (h), (j) e (m), no período de Fevereiro a Maio dos anos de 1998 e 1999.

Na Figura 3.5 são mostradas as séries mensais da raiz do erro quadrático médio (REQ), erro médio absoluto (EA), o erro médio ou bias (B) e o índice de concordância (d) médios na área do nNEB (a mesma da Figura 3.2) para os anos de 1997 a 1999. Nela observa-se que a variabilidade sazonal da raiz do erro quadrático médio e do erro médio absoluto (fev-mai) indica a existência de uma perda de previsibilidade do modelo nos meses de fevereiro e logo depois, ou seja, no mês seguinte, há um ganho de previsibilidade como visto na Figura 3.5, em que a raiz do erro quadrático médio dos anos de 1998 e 1999 era de $\sim 7,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ em fevereiro, e no mês

Resultados

seguinte passou para 5 mm.dia¹. De maneira geral, ao longo da integração das simulações (tanto da G1 quanto da G2) o modelo apresenta uma queda na raiz do erro quadrático médio e no erro médio absoluto. Observa-se também que estes índices são semelhantes entre as grades G1 e G2, ao longo de todos os períodos de simulação.

Já para o bias, não é tão evidente a perda ou de ganho na previsibilidade do modelo como são nos outros índices já discutidos, visto que não existem indicações ao longo das simulações que o mesmo tenderá a zero, ou pelos menos ficará constantemente próximo de zero. Com relação ao índice de concordância mensal, observa-se que no ano de 1999 ele foi o que se aproximou mais do valor igual a um em praticamente todo o período de simulação, com exceção de março e abril de 1997.

Quando comparamos a raiz do erro quadrático médio e erro médio absoluto, médios na estação chuvosa, entre os anos estudados (Tabela 3.1), observa-se que o ano de 1998 tem uma melhor performance, pois estes índices estão mais próximos de zero. No entanto, quando comparamos o índice de concordância e a correlação linear entre os anos, o ano de 1998 possui a pior performance, enquanto o ano de 1999 possui a melhor performance, o que está de acordo com a Figura 3.1 também, onde é evidente a má e a boa performance da precipitação simulada nos anos de 1998 e 1999, respectivamente. Portanto, o índice de concordância e a correlação linear possuem um peso maior do que os outros índices na determinação da performance da simulação, pelo menos neste estudo. Isto vem reforçar a idéia de que a análise de uma simulação não deve ser realizada com apenas a aplicação de um índice estatístico, mas sim através de um conjunto de índices, com seus devidos pesos atribuídos (Maria, 2006).

De acordo com os resultados discutidos até agora, as simulações com resolução intermediária (G1) se mostraram mais realísticas do que as com resolução mais fina (G2) durante todo o período estudado, visto que a grade de resolução intermediária atingiu os maiores escores (Tabela 3.1). Vale ressaltar que os resultados encontrados no cálculo dos índices estatísticos para ambas as resoluções são muito próximos e, portanto, uma avaliação utilizando apenas uma fonte

Resultados

de dados não é suficiente para chegar a uma conclusão de qual resolução representa melhor a variabilidade da precipitação sobre o nNEB.

O fato da G1 representar melhor a precipitação pode está relacionado à base de dados observacionais (CPC/NOAA) utilizada para avaliar as simulações, visto que a sua resolução de 1 grau por 1 grau (resolução acima de 100 km), não é capaz de representar fenômenos de mesoescala relacionados às feições topográficas do nNEB, os quais são (ou deveriam ser) representados nas simulações produzidas pela G2.

Portanto, para confirmar ou não se a grade mais fina provocou algum tipo de degradação na representação da precipitação ou se o problema é da resolução dos dados observacionais, foi realizada uma nova análise dos resultados das simulações para as duas grades utilizando uma base de dados de precipitação diária de alta resolução, derivadas de postos pluviométricos da FUNCEME. Estes dados, no entanto, se limitam ao estado do Ceará. Deste modo, na seção 3.2 serão mostradas análises similares às do nNE, porém para o Ceará e com uma melhor resolução.

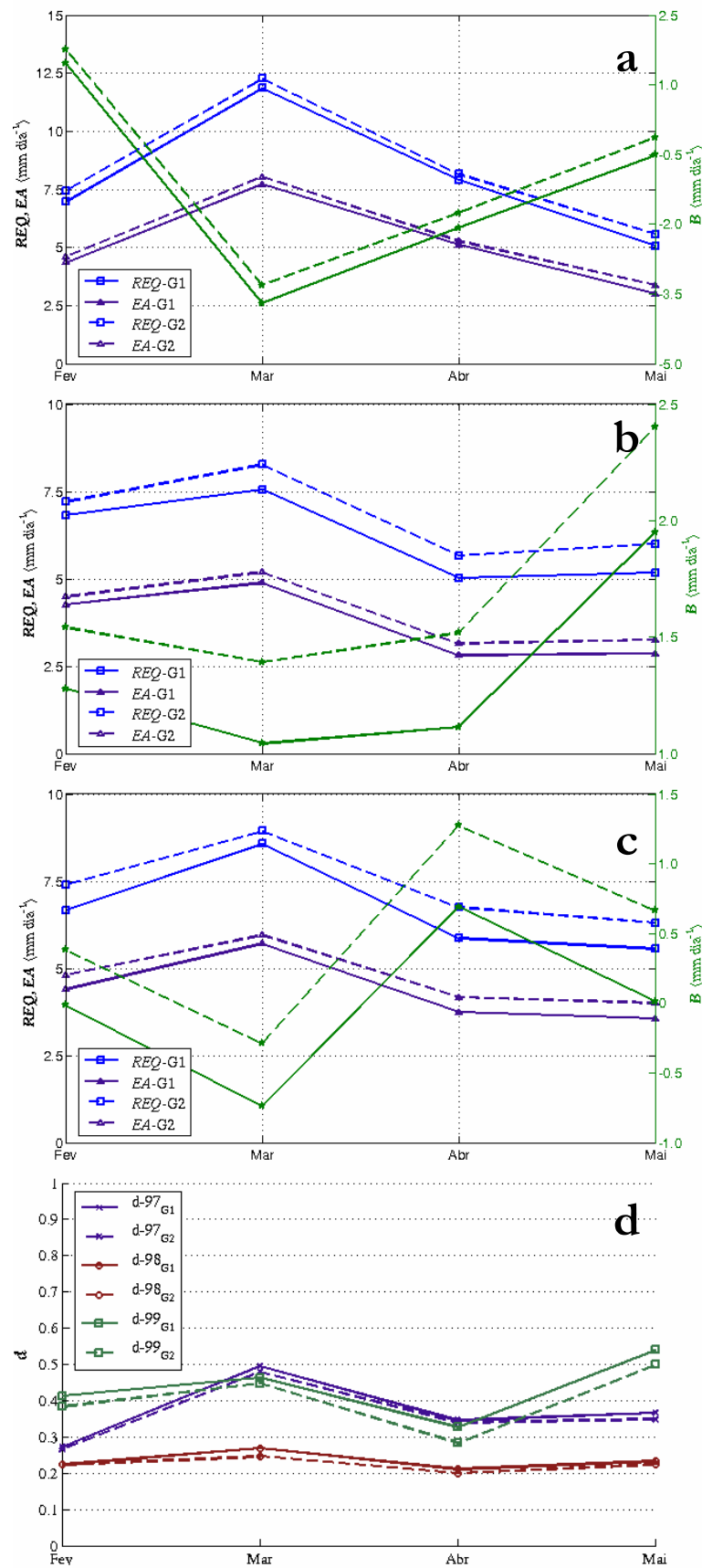


Figura 3.5 – Raiz do erro quadrático médio (RQE), erro médio absoluto (EA) e índice de concordância (d) mensais, médios na área do nNEB (11° - 3° S, 44° - 35° W) para os anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c). Nos gráficos, as linhas contínuas correspondem a G1 e as linhas tracejadas correspondem a G2.

Resultados

Tabela 3.1 - Desvio padrão da precipitação observada (σ_o) e simulada (σ_p); Razão entre o desvio padrão da precipitação simulada e observada (R_σ); Raiz do erro quadrático médio (REQ), erro médio absoluto (EA), índice de concordância (d) e correlação linear (r), calculados entre a precipitação observada e precipitação simulada, no período de fev-mai e médias sobre a área o nNEB (11°-3°S, 44°-35°W).

1997	G1	G2
σ_o (mm.dia ⁻¹)	7,11	7,11
σ_p (mm.dia ⁻¹)	5,75	6,18
R_σ	0,85	0,92
REQ (mm.dia ⁻¹)	8,71	9,14
EA (mm.dia ⁻¹)	5,06	5,34
B (mm.dia ⁻¹)	-1,26	-0,91
d	0,44	0,42
r	0,17	0,15
Escore	4	2

1998	G1	G2
σ_o (mm.dia ⁻¹)	3,48	3,48
σ_p (mm.dia ⁻¹)	5,30	5,87
R_σ	1,82	2,09
REQ (mm.dia ⁻¹)	6,50	7,16
EA (mm.dia ⁻¹)	3,70	4,01
B (mm.dia ⁻¹)	1,35	1,71
d	0,28	0,26
R	0,07	0,06
Escore	6	0

1999	G1	G2
σ_o (mm.dia ⁻¹)	5,28	5,28
σ_p (mm.dia ⁻¹)	5,47	6,19
R_σ	1,09	1,25
REQ (mm.dia ⁻¹)	7,00	7,68
EA (mm.dia ⁻¹)	4,35	4,73
B (mm.dia ⁻¹)	-0,01	0,50
d	0,50	0,45
R	0,25	0,22
Escore	6	0

3.2 - Variabilidade Interanual sobre o Ceará

Na Figura 3.6 é mostrada a precipitação média no período de fev-mai dos anos de 1997 a 1999 sobre o estado do Ceará, simulada pela G1 e G2 e a observada com as mesmas resoluções das grades do modelo (providas dos postos pluviométricos da FUNCEME). Em ambas as grades a distribuição espacial da precipitação na estação chuvosa dos anos de 1997 e 1999 é semelhante às observações, representando bem a variabilidade interanual da precipitação. Este resultado é semelhante à análise realizada para nNEB, onde as estações chuvosas dos mesmos anos foram as que representaram melhor a precipitação observada. Como era de se esperar, a má representação da estação chuvosa de 1998, que superestima a precipitação nas grades, é também reproduzida em ambas as grades, sendo a G2 a que possui os piores resultados.

Observou-se que a simulação de precipitação, com as resoluções originais da G1 e da G2 sobre o Ceará, foi semelhante às do nNEB (que possuíam um espaçamento de ~ 100 km), pois na comparação da precipitação simulada em relação a observada (Figura 3.5) sobre o Ceará, observa-se que na G2 a precipitação é superestimada justamente nas regiões onde a G1 também produziu a precipitação acima do observado. O mesmo se confirma para todos os índices estatísticos calculados para o Ceará (Figuras 3.6 a 3.9) e na Tabela 3.2 também confirma a superioridade da previsibilidade da G1, pois os maiores escores são atribuídos à mesma.

As conclusões realizadas na análise da precipitação para nNEB se mantiveram sobre Ceará, onde foram realizadas análises mais refinadas, utilizando observações pluviométricas da rede de postos da FUNCEME em alta resolução. Portanto, pode-se concluir que os erros produzidos pela G1 são transportados com maior intensidade para as simulações geradas pela G2. Este tipo de problema, isto é, de amplificação do erro gerado pela grade maior espaçamento horizontal na grade menor espaçamento horizontal também foi observado por Nobre et al. (2001) que realizou simulações com um modelo espectral com duas grades aninhadas (80 e 20 km) para NEB durante janeiro a abril de 1999 e Biazeto (2007) que realizou simulações com BRAMS (com a mesma

Resultados

versão deste trabalho) utilizando duas grades aninhadas (60 e 15 km) em simulações de assimilação de precipitação para a região Norte do Brasil durante a Campanha denominada WETAMC (*WET Season Atmospheric Mesoscale Campaign*, Silva Dias et al., 2002a e 2002b). Biazeto (2007) explica que o maior detalhamento da grade com maior resolução aumenta a complexidade dos campos simulados, podendo aparecer pequenos erros na localização dos diversos padrões atmosféricos, acarretando em um aumento nas diferenças entre simulado e observado.

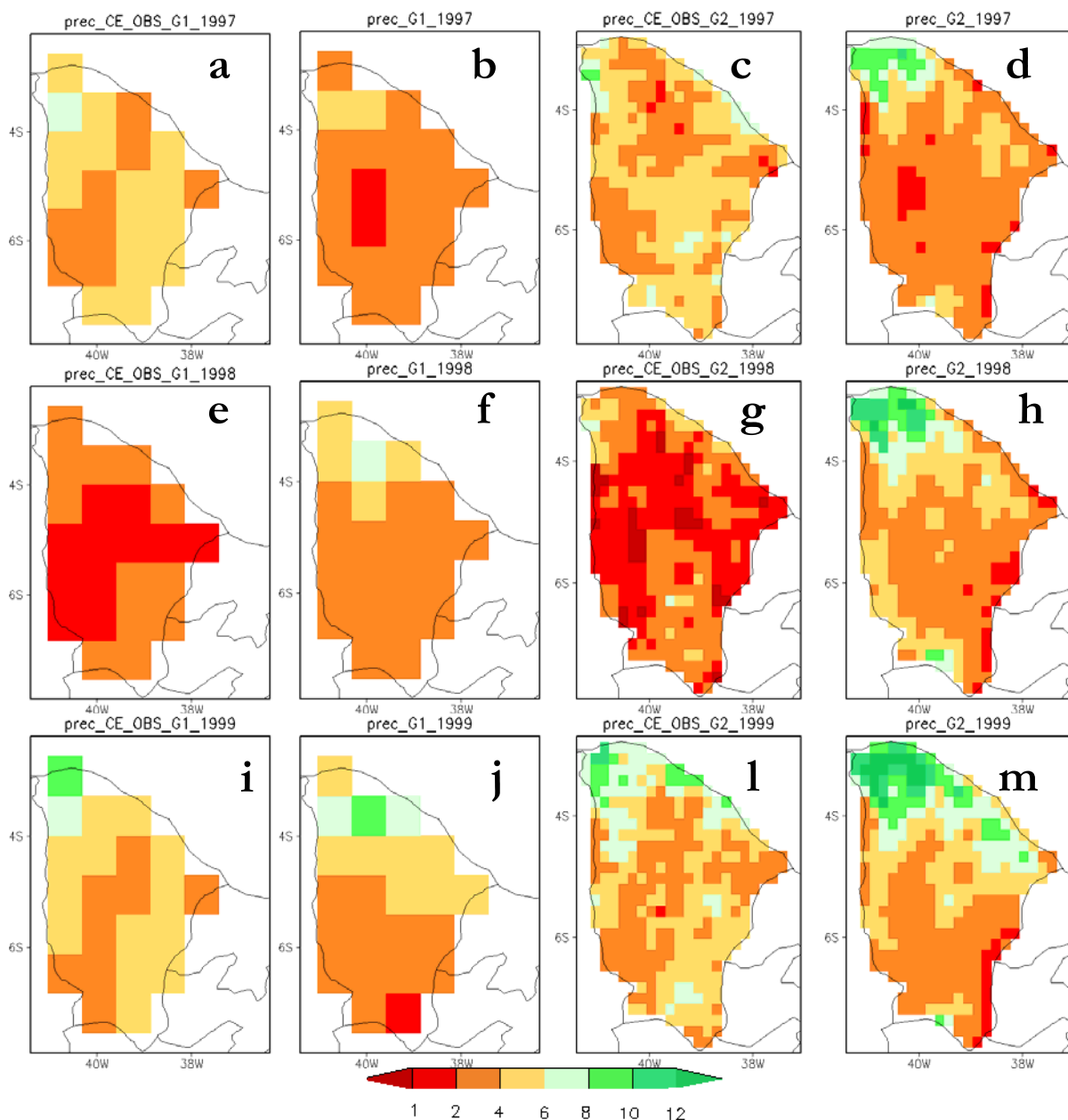


Figura 3.6 - Precipitação média para o período de fevereiro a maio dos anos 1997, 1998 e 1999 sobre o estado do Ceará (mm.dia^{-1}). Precipitação observada (média do *ensemble*) em (a),

(e), (i), (c), (g) e (l), simulada pela G1 em (b), (f) e (j), e pela G2 em (d), (h) e (m).

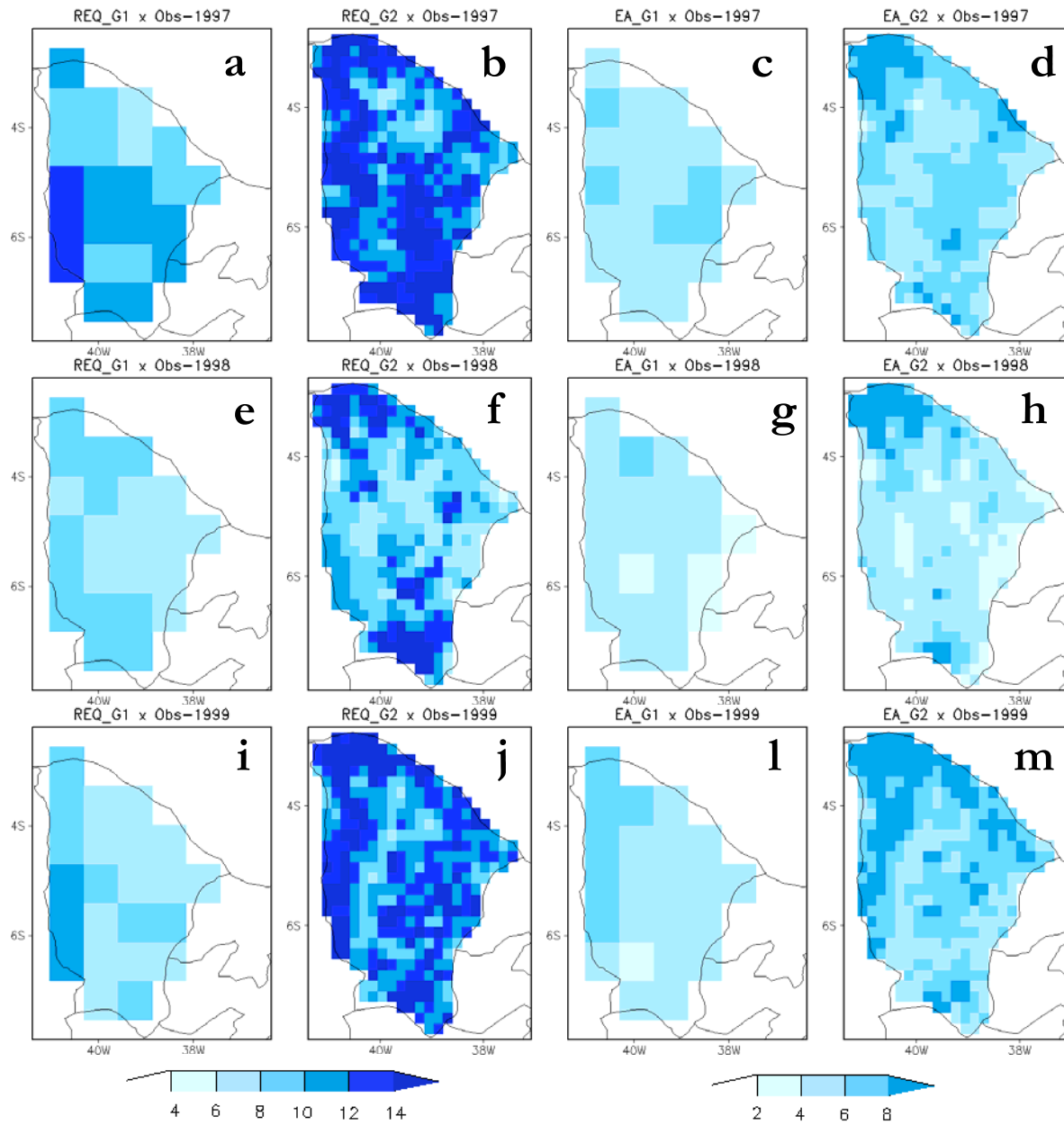


Figura 3.7 – Raiz do erro quadrático médio (RQE) e erro médio absoluto (EA) entre a precipitação diária observada sobre o estado do Ceará (de espaçamento de 80 e 20 km) e a precipitação diária simulada pela G1 em (a), (c), (e), (g), (i) e (l) e pela G2 em (b), (d), (f), (h), (j) e (m) no período de fev-mai dos anos de 1997 a 1999.

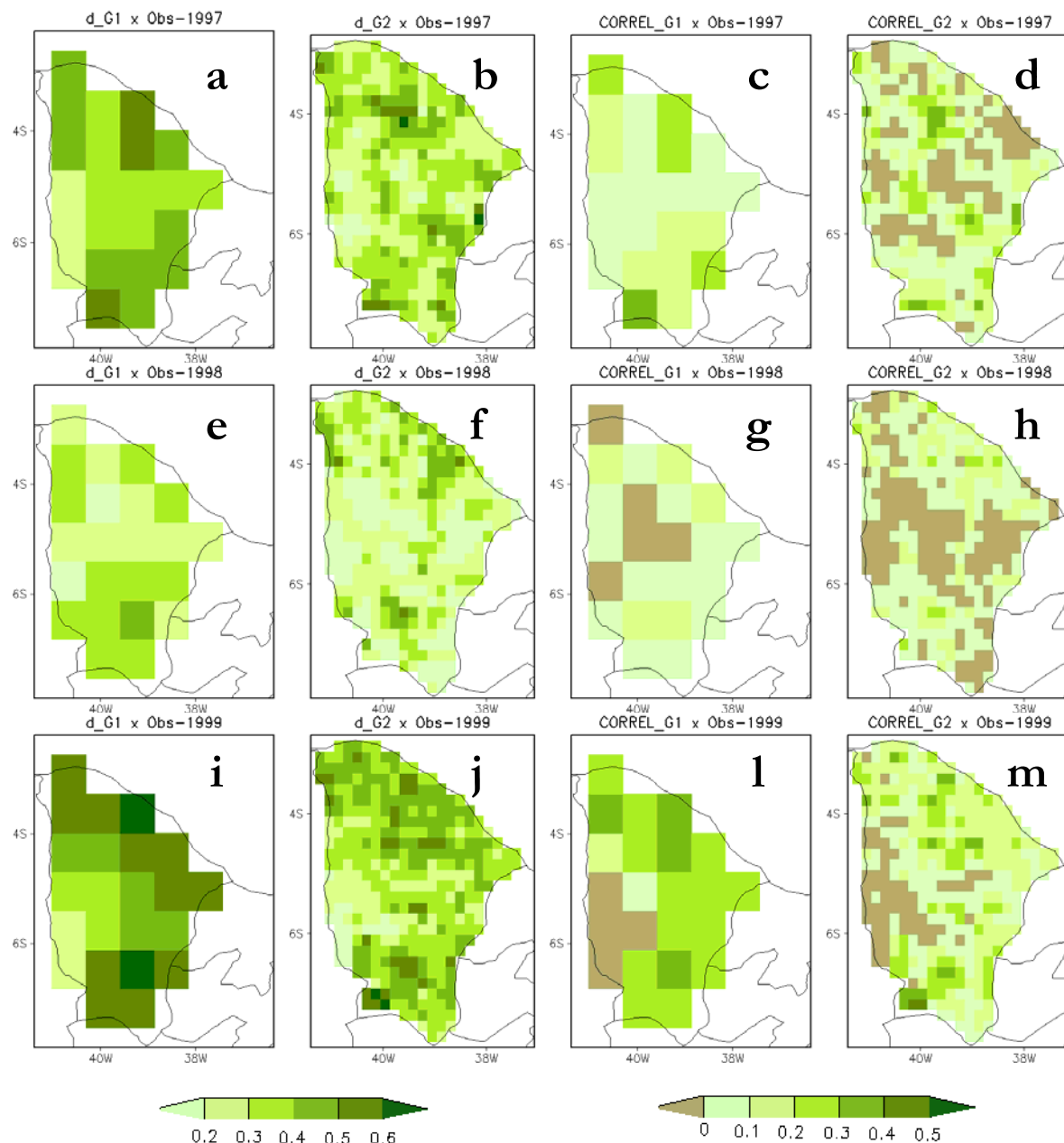


Figura 3.8 – Índice de concordância (d) e coeficiente de correlação (r) entre a precipitação diária observada sobre o estado do Ceará (de espaçamento de 80 e 20 km) e a precipitação diária simulada pela G1 em (a), (c), (e), (g), (i) e (l) e pela G2 em (b), (d), (f), (h), (j) e (m), no período de fevereiro a maio dos anos de 1997 a 1999.

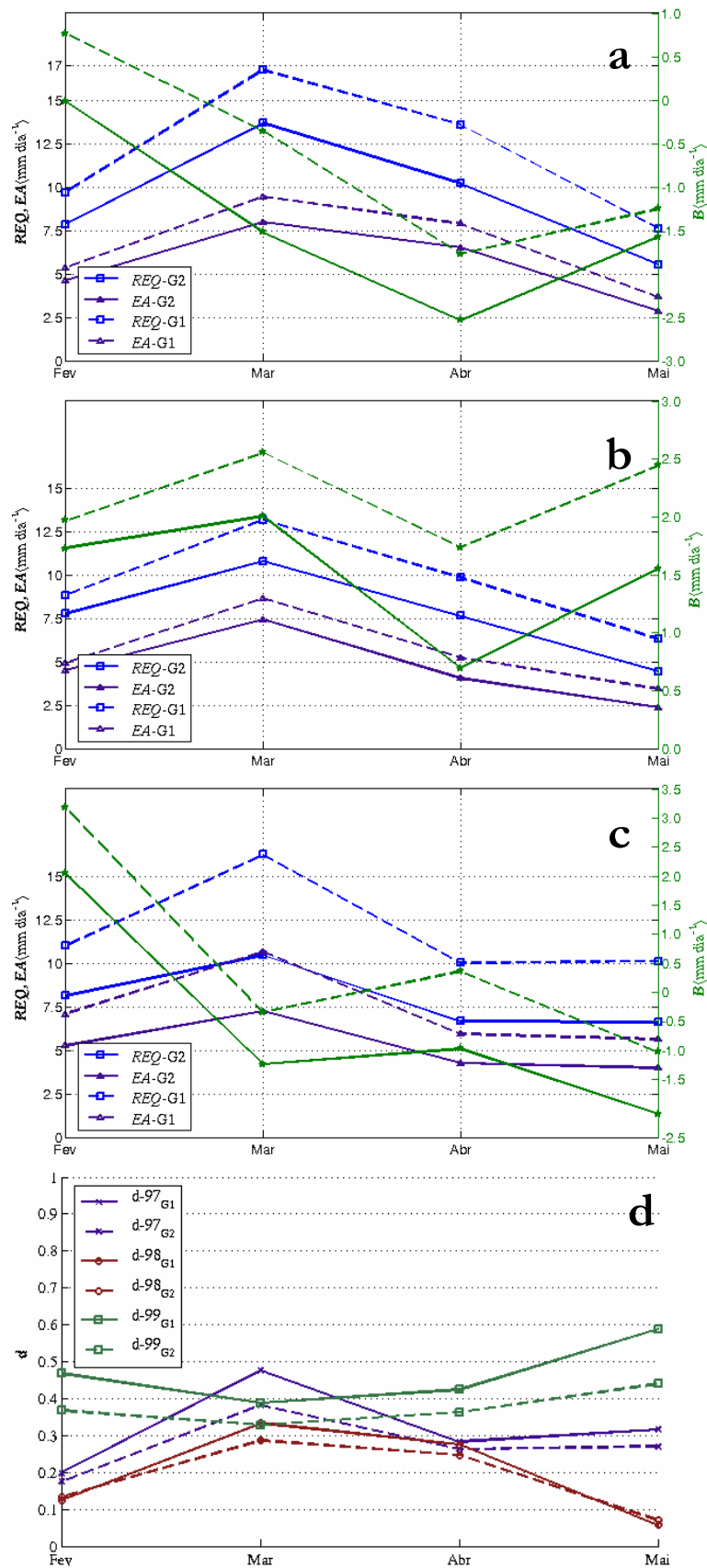


Figura 3.9 – Raiz do erro quadrático médio (RQE), erro médio absoluto (EA) e índice de concordância (d) mensais, médios na área do Ceará ($7,9^{\circ}$ - $2,7^{\circ}$ S, $41,4^{\circ}$ - 37° W) para os anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c). As linhas contínuas correspondem a G1 e as linhas tracejadas correspondem a G2.

Resultados

Tabela 3.2- Desvio padrão da precipitação observada (σ_o) e simulada (σ_p); Razão entre o desvio padrão da precipitação simulada e observada (R_σ); Raiz do erro quadrático médio (REQ), erro médio absoluto (EA), índice de concordância (d) e correlação linear (r), calculados entre a precipitação observada e precipitação simulada, no período de fev-mai e médias sobre a área o Ceará (7,9°-2,7°S, 41,4°-37°W).

1997	G1	G2
σ_o (mm.dia ⁻¹)	4,77	6,63
σ_p (mm.dia ⁻¹)	6,43	7,00
R_σ	1,34	1,05
REQ (mm.dia ⁻¹)	8,12	10,12
EA (mm.dia ⁻¹)	4,58	5,56
B (mm.dia ⁻¹)	1,49	2,18
D	0,30	0,25
R	0,05	0,03
Escore	6	0

1998	G1	G2
σ_o (mm.dia ⁻¹)	3,48	3,48
σ_p (mm.dia ⁻¹)	5,30	5,87
R_σ	1,82	2,09
REQ (mm.dia ⁻¹)	6,50	7,16
EA (mm.dia ⁻¹)	3,70	4,01
B (mm.dia ⁻¹)	1,35	1,71
D	0,28	0,26
R	0,07	0,06
Escore	6	0

1999	G1	G2
σ_o (mm.dia ⁻¹)	6,19	9,65
σ_p (mm.dia ⁻¹)	6,35	8,19
R_σ	1,02	0,84
REQ (mm.dia ⁻¹)	8,18	12,42
EA (mm.dia ⁻¹)	5,19	7,33
B (mm.dia ⁻¹)	-0,62	0,47
D	0,47	0,37
R	0,20	0,10
Escore	6	1

3.2 - Períodos extremos de precipitação sobre o nNEB

A Figura 3.10 mostra a distribuição de frequências (ajustada à distribuição *gamma* de probabilidades), média na área do nNEB (a mesma da Figura 3.1) e média no período de fevereiro a maio, da precipitação observada e simulada pelas grades G1 e G2 durante os anos de 1997 e 1999.

Na Figura 3.10a observa-se que no ano de 1997 o modelo simula um número maior de eventos contidos nas classes com baixa intensidade de precipitação, variando entre 1 a 3 mm.dia⁻¹, enquanto que os eventos contidos nas classes com intensidade intermediária e alta, de 5 a 9 mm.dia⁻¹ e acima de 9 mm.dia⁻¹ respectivamente, são simulados com menor intensidade. Observa-se também que os eventos contidos na classe intermediária possuem uma menor frequência nas simulações produzidas pela G1.

Já para o ano 1998 (Figura 3.10b) o modelo se comporta de forma contrária ao ano de 1997, simulando um número menor de eventos contidos nas classes com menor intensidade, variando entre 1 a 3 mm.dia⁻¹ e simula um número maior de eventos com classes intermediárias e altas. Vale ressaltar que a G2 também se comportou de forma contrária ao ano de 1997, simulando um número maior de eventos contidos nas classes intermediária e alta, quando comparada a simulação da G1.

De forma distinta às distribuições de frequência simuladas nos anos de 1997 e 1998, a distribuição de frequência produzida pela G1 no ano de 1999 acompanhou bem a curva da distribuição de frequências observada, reproduzindo bem os eventos contidos em todas as classes (baixa, intensa e alta), no entanto, a curva da distribuição de frequências da G2, simulou um número menor de eventos contidos nas classes de baixa intensidade e ampliou um pouco os eventos das outras duas classes.

De modo geral, observou-se que a curva produzida pela G1 em todos os anos simulados foi a que mais se aproximou da curva da observação, exceto no ano de 1997. Já a curva

Resultados

produzida pela G2, embora, também próxima da curva da observação, apresentou frequências inferiores nas classes de 1 a 3 mm.dia⁻¹ e frequências superiores nas classes de 7 a 13 mm.dia⁻¹ no ano de 1999 (Figura 3.10b e 3.10c).

Observa-se ainda que apesar da distribuição de frequências observada no ano de 1998 ter sido composta com as maiores frequências em torno das menores classes, enquanto que a curva da distribuição frequência das simulações estavam, em sua maior parte, contidas nas classes com eventos intermediários e intensos, o modelo representou satisfatoriamente a distribuição de frequência nos anos de 1997 e 1999, pois acompanhou as tendências da curva de distribuição de frequência observada, reproduzindo-a adequadamente em torno de todas as intensidades de classes (baixa, intermediária a alta), ou especificamente, nos seguintes intervalos: de 1 a 5 mm.dia⁻¹ e de 5 a 13 mm.dia⁻¹ (Figura 3.10b e 3.10c).

Este resultado pode trazer uma informação valiosa sobre a variabilidade da precipitação, dentro da estação chuvosa, representada pelo modelo, pois existe a possibilidade de se realizar uma previsão da distribuição de ocorrências de períodos secos e/ou chuvosos dentro da estação chuvosa simulada.

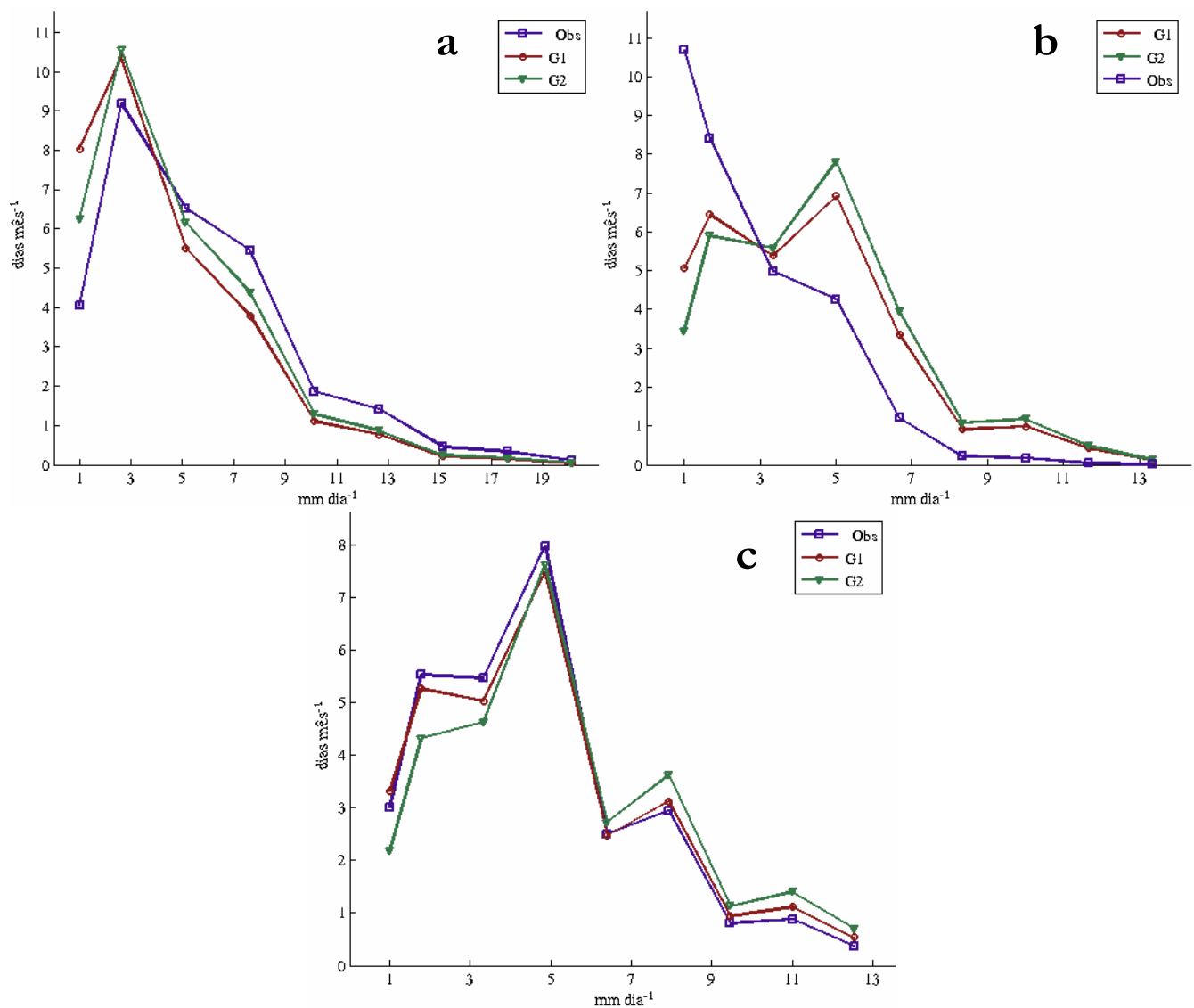


Figura 3.10 – Distribuição de freqüências (ajustada a uma distribuição gama de probabilidades) do número de dias por mês (eixo y) versus as classes (eixo x) em mm.dia⁻¹, média sobre a área nNEB (11°-3°S, 44°-35°W) da precipitação diária observada e simulada pela grade G1 e G2 no período de fev-mai dos anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c).

3.3 - Variabilidade diária da precipitação sobre o estado do Ceará

A perspectiva da variabilidade da precipitação é importante na avaliação do impacto climático causado pela mudança da própria circulação da atmosfera ou de mudanças climáticas, portanto, a frequência e a intensidade da distribuição de eventos de precipitação diária podem ser tão importantes, ou até mais importantes, que a precipitação da estação chuvosa (Sun et al., 2005).

Diante disso, a precipitação simulada pelo modelo (G1) é avaliada sobre o estado do Ceará, devido os seguintes motivos:

- (i) A grande densidade e disponibilidade de dados observados, essenciais para avaliação da performance das simulações do modelo.
- (ii) As características topográficas e do litoral sobre a formação de sistemas e circulações de mesoescala importantes na distribuição espacial da precipitação, já discutidos por diversos estudos observacionais e numéricos (Vitorino et al., 1997; Costa et al., 1996; Vitorino et al., 1996; Mendes e Costa, 1996; Kousky, 1980; Silva et al., 1996; Uvo e Bernsdtsen, 1996).

O Ceará apresenta bastante heterogeneidade quanto à precipitação, por isso foi selecionada uma pequena região, cujo regime de precipitação é razoavelmente homogêneo. Esta região é conhecida no Ceará como sertão central e Inhamuns. Estudos realizados anteriormente (Sun et al., 2005 e 2006) demonstram a existência de uma homogeneidade desta região e sua relevância para cultura de grãos. A Figura 3.11 mostra a região selecionada (com os pontos de grade).

Para analisar a intensidade da precipitação foi construído um gráfico contendo a frequência (normalizada pelo número de dias da estação chuvosa) e a intensidade da distribuição de eventos de precipitação diária, contidos nos seguintes intervalos de intensidade de: 0-1, 1-5, 5-10, e $> 10 \text{ mm.dia}^{-1}$ (Figura 3.12). Também foi construído o índice de concordância (d) para cada intervalo de intensidade (Figura 3.12).

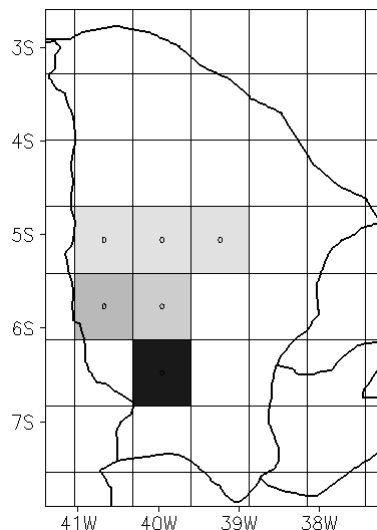


Figura 3.11– Região do Ceará selecionada para construir os gráficos de distribuição de intensidade de precipitação.

Observa-se na Figura 3.12 que o modelo representou os intervalos de intensidade de precipitação nos anos de 1997 e 1999 de forma semelhante, ambos os anos superestimaram e subestimaram os mesmos intervalos de intensidade de precipitação, além de representar bem o mesmo intervalo de intensidade de precipitação, que são maiores que $10 \text{ mm} \cdot \text{dia}^{-1}$. Já no ano de 1998 o modelo reproduziu os intervalos de intensidade de precipitação de forma contrária aos outros dois anos descritos anteriormente, subestimando o intervalo de precipitação de $0-1 \text{ mm} \cdot \text{dia}^{-1}$, que é o principal intervalo deste ano, devido às condições de *El Niño*. No entanto, o modelo representou bem a variabilidade intrasazonal dos diversos eventos de precipitação destes três anos, pois a distribuição de frequência dos intervalos simulados é semelhante à observada em quase todos os intervalos de intensidade de precipitação, apresentando índices de concordância (d) com valores acima de 40 %, em boa parte dos intervalos de intensidade de precipitação. Este resultado indica que o modelo é capaz de reproduzir bem a variabilidade do regime de chuva contida na estação chuvosa dos três anos simulados.

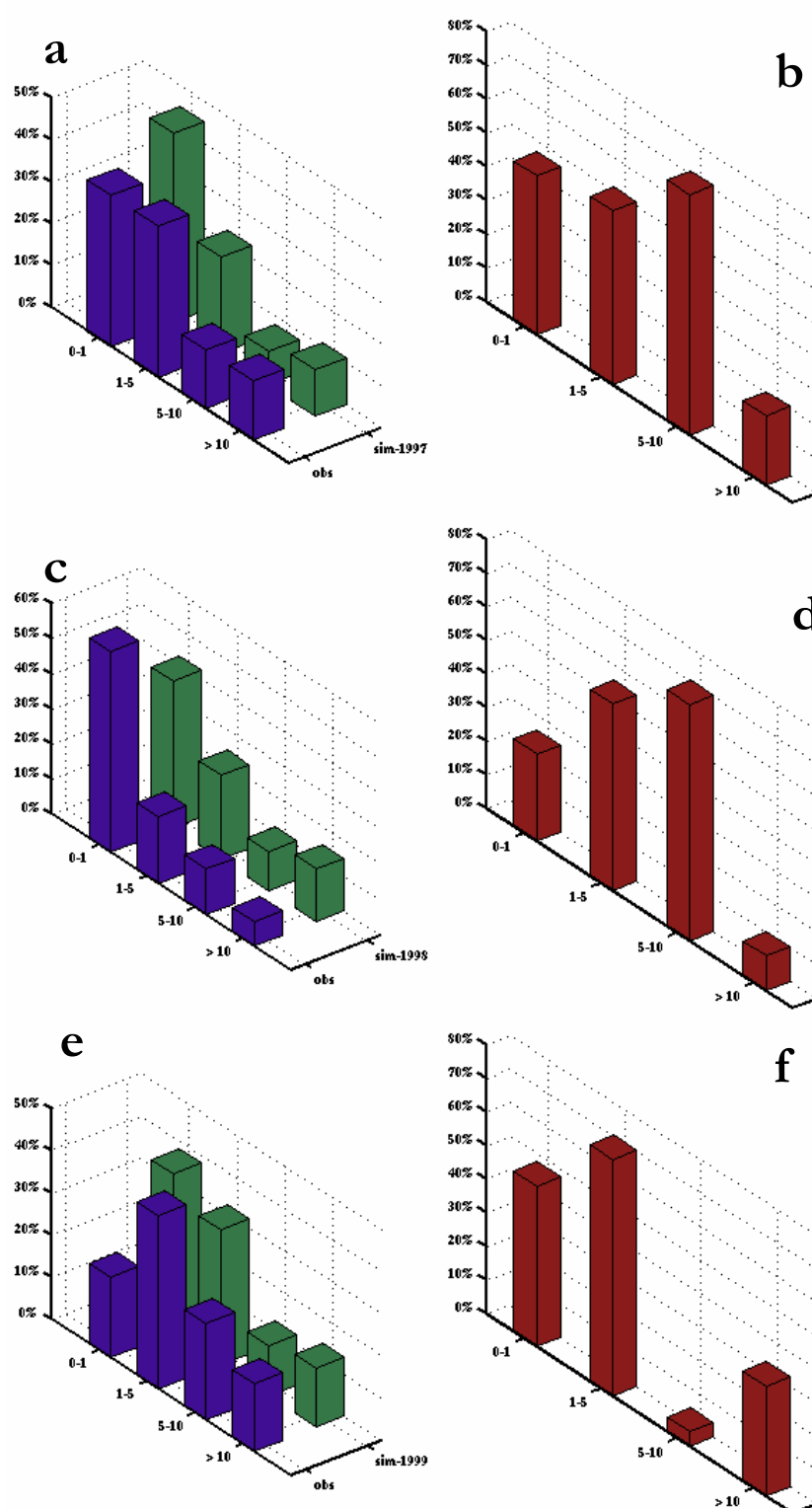


Figura 3.12 – Distribuição da intensidade de precipitação sazonal nos anos de 1997 (a), 1998 (c) e 1999 (e) e índice de concordância (d) entre a precipitação observada e a simulada nos intervalos de intensidade de: 0-1, 1-5, 5-10, e >10 mm.dia⁻¹ em 1997 (b), 1998 (d) e 1999 (f), medidos sobre a região do sertão central e Inhamuns (Figura 3.9).

Resultados

Na Figura 3.13 são mostrados os gráficos dos períodos secos dos anos estudados sobre a região do sertão central e Inhamuns (Figura 3.11). Neste gráfico os limites de períodos secos são chuvas abaixo de 2 mm.dia^{-1} que ocorrem durante 2, 3 ou até 10 dias seguidos. Ou seja, os limites dos períodos secos são os números de dias seguidos em que houve chuvas abaixo de 2 mm. O objetivo desta análise é investigar o “*skill*” (habilidade) do modelo em representar dias prolongados com pouca ou sem nenhuma chuva. A motivação para tal avaliação deve-se à existência de poucos trabalhos que discutem os períodos secos e chuvosos sobre o NEB e sua grande importância para região semi-árida do Ceará, onde existe uma grande vulnerabilidade da população local referente às condições climáticas (Chimeli et al., 2002).

Observa-se que o modelo nos anos de 1998 e 1999 simulou os períodos secos com os limites de 2 e 3 dias acima do observado, enquanto que no ano 1997 estes limites foram melhores simulados. Os períodos secos com os limites iguais e acima de 4 dias simulados pelo modelo nos anos 1997 e 1999 são aproximadamente iguais aos observados. Já no ano 1998, estes mesmos períodos são bem representados, se comparados aos outros dois anos. Diante destes resultados, podemos afirmar que o modelo foi capaz de representar razoavelmente bem a variabilidade interanual dos períodos secos com os limites iguais e acima de 4 dias, no entanto esta capacidade não foi observada para os períodos secos com os limites de 2 e 3 dias.

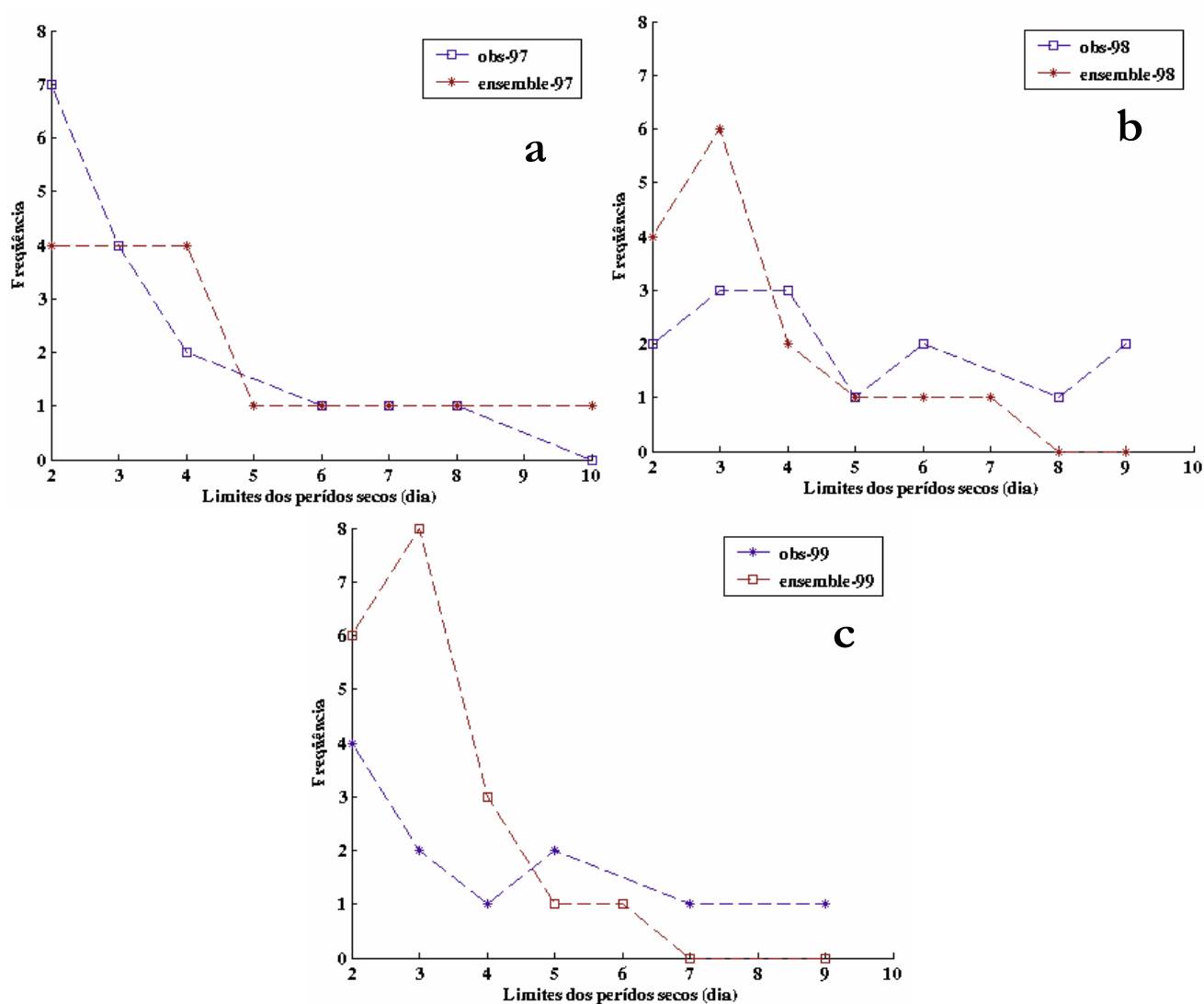


Figura 3.13- Ocorrência de períodos secos durante o período de fevereiro a maio para diferentes limites, observados e simulados nos anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c), médios sobre a região do sertão central e Inhamuns (Figura 3.11).

3.4 - Transporte de vapor d'água

A Figura 3.14 mostra o fluxo de vapor d'água integrado verticalmente médio ($\overline{Q}$) no período de fev-mai dos anos de 1997 a 1999, onde se observa que o transporte de vapor d'água reflete a forte atuação dos Alísios de sudeste sobre o oceano Atlântico e também sobre o nNEB. Observa-se também que no sul da Bahia a componente meridional do fluxo de umidade passa a agir de norte para sul (Figura 3.14a), devido à influência do anti-ciclone semi-permanente do Atlântico sul, enquanto no Piauí e Maranhão o transporte de vapor d'água é zonal. De maneira geral, o transporte de vapor d'água sobre o nNEB é zonal, de leste para oeste, contribuindo para que a água evaporada pelo oceano Atlântico seja transportada para o interior da região. Este resultado ressalta a importância do oceano Atlântico como uma fonte de vapor d'água para o nNEB.

Neste contexto e com relação aos Alísios, a componente meridional do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente pode expressar uma contribuição para configuração na identificação da atuação da ZCIT formada pela convergência dos Alísios. Os efeitos da ZCIT sobre o nNEB dependem de seu posicionamento mais ao sul do equador terrestre e estão diretamente relacionados a maior ou menor intensificação do fluxo de vapor d'água no período estudado. Portanto, analisou-se a influência da componente meridional do fluxo de vapor d'água ($Q_{\phi} \vec{j}$) buscando observar uma distinção na caracterização dos contrastes entre os anos estudados. Para isso foi realizada uma média zonal da componente do fluxo de vapor d'água ($Q_{\phi} \vec{j}$) (entre 44° e 33° W) em função da latitude. Desta forma, na Figura 3.15 são apresentadas as curvas que representam o comportamento quinzenal ao longo de cada estação chuvosa (fev-mai) dos anos de 1997 a 1999. Como já foi descrito, este tipo de análise visa auxiliar na determinação de um padrão que indique a atuação interanual do principal sistema indutor de chuvas no nNEB, a ZCIT (Cavalcanti et al., 2002). Nela (Figura 3.15) os valores negativos do

Resultados

fluxo meridional de vapor d'água indicam um transporte de norte para sul e os positivos indicam o transporte no sentido contrário.

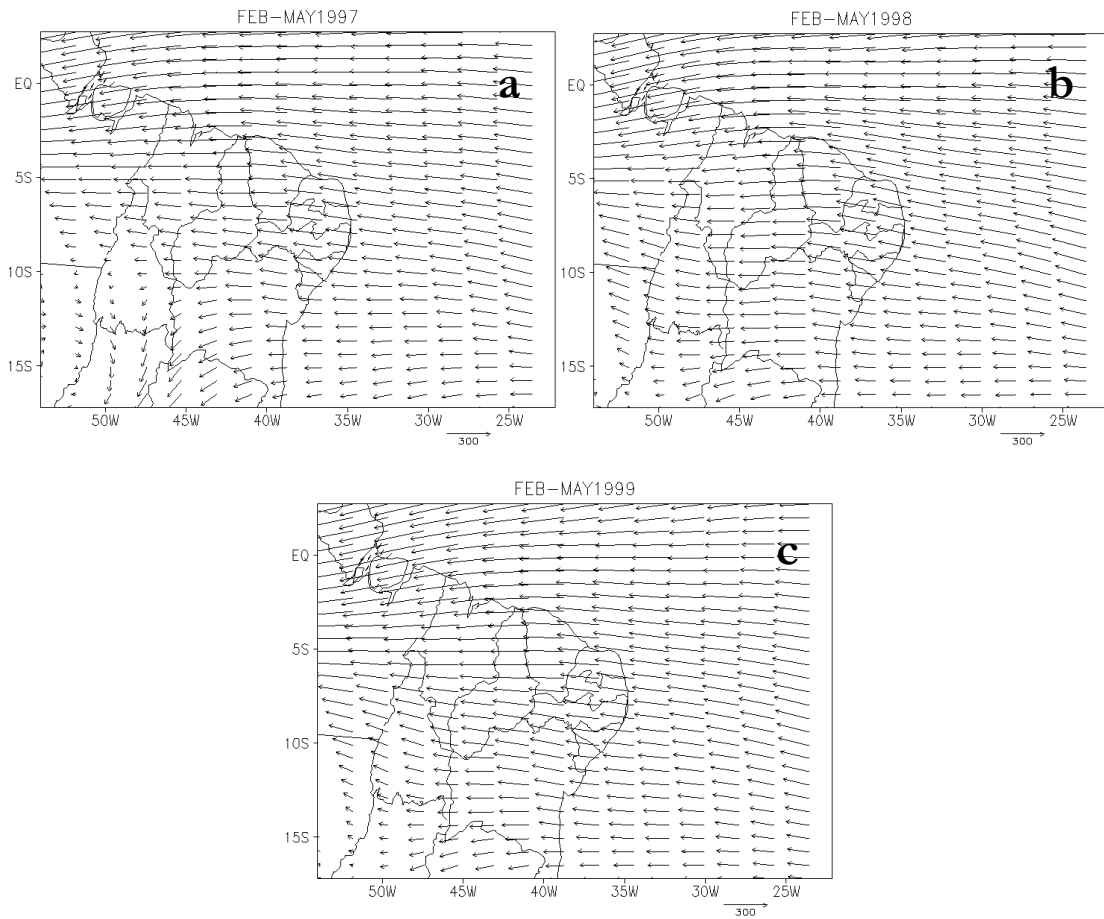


Figura 3.14 – Fluxo de vapor d'água integrado verticalmente - $\overline{Q}$ ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$), médio no período de fev-mai, dos anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c).

Na Figura 3.15a observa-se que o transporte de fluxo meridional de vapor d'água de norte ocorre na 5ª e na 6ª quinzena, entre as latitudes de 0° a 4° S, com valores entre -30 a 0 $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, em 1997. No ano de 1998 (Figura 3.15b) praticamente não há fluxo meridional de vapor d'água de norte, enquanto, no ano de 1999 (Figura 3.15c), observa-se que o transporte de fluxo meridional de vapor d'água de norte é superior aos outros dois anos, pois neste ano há a presença de três quinzenas (2ª a 4ª), entre as latitudes 0° a 7° S, com valores entre -40 a -20 $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$.

Resultados

Estes resultados indicam que no ano em que ocorreu El Niño (1998) o fluxo meridional de sul esteve atuando fortemente em praticamente toda faixa latitudinal impedindo que a ZCIT alcançasse uma posição mais ao sul para favorecer a ocorrência de chuvas no nNEB. Já para o ano normal (1997) e para o ano de La Niña (1999), o padrão do fluxo meridional foi diferente do ano de 1998. Nestes anos observou-se o transporte do fluxo meridional de vapor d'água de norte, sendo este maior em 1999, indicando a atuação mais efetiva da ZCIT, embora tímida, pois a maior parte das quinzenas, de ambos os anos (1997 e 1999) o fluxo meridional de vapor d'água foi de sul.

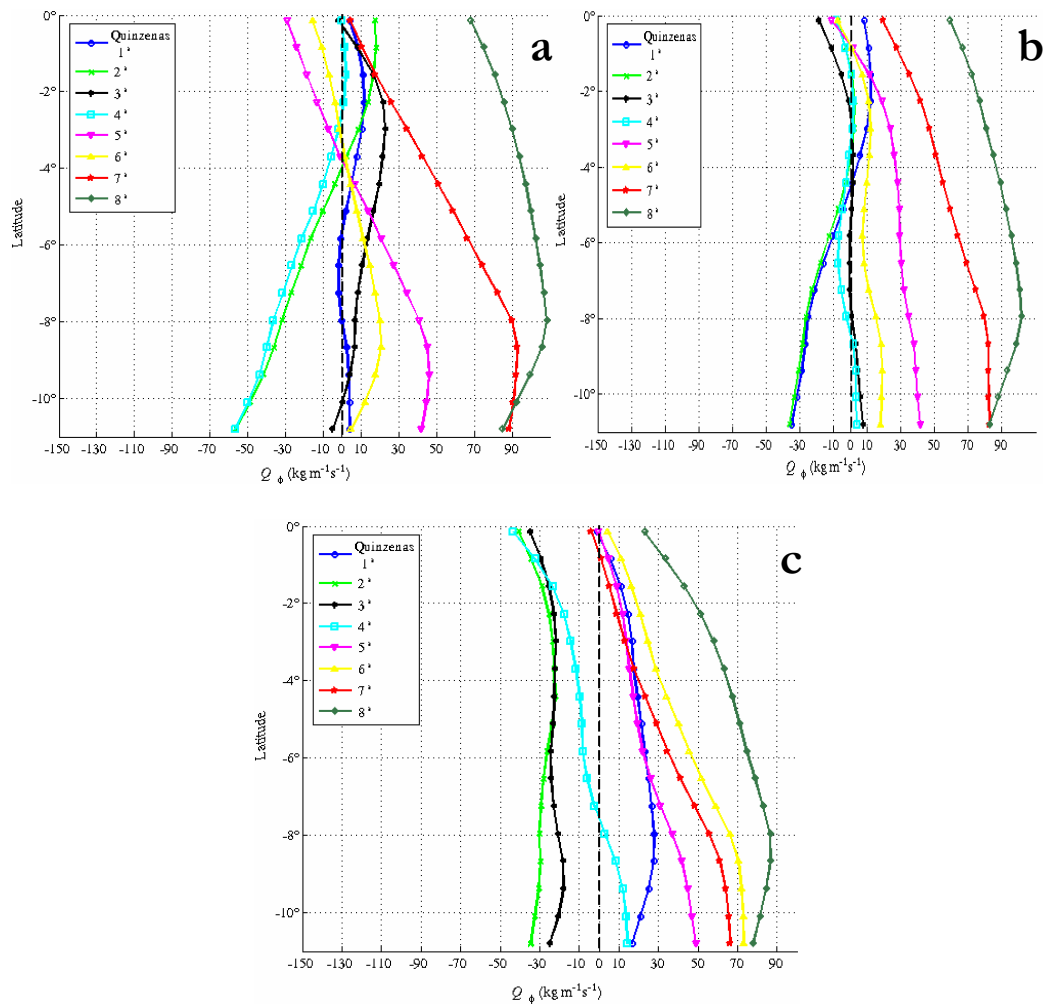


Figura 3.15 – Distribuição média zonal (44°-33° W) da componente meridional do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) para: médias quinzenais dos anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c), no período de fev-mai.

Resultados

Buscando ainda encontrar diferenças no transporte de vapor d'água entre os anos 1998 e 1999, foram construídos campos da diferença média entre os anos de 1998 e 1997 do fluxo de vapor d'água ($\overline{\overline{Q}}$) médio no período de fev-mai, e entre os anos 1999 e 1997, também médio no período de fev-mai (Figura 3.16).

Na Figura 3.16a observa-se que a diferença é positiva de sul para norte, o que indica que o fluxo meridional de vapor d'água, de norte, do ano de 1998 foi menos intenso que o de 1997 e, conseqüentemente, impediu a penetração da ZCIT para latitudes um pouco ao sul do equador, inibindo a convecção e a precipitação sobre o nNEB, contribuindo assim, na caracterização de um ano seco que é típico de *El Niño*.

Analisando da mesma forma a Figura 3.16b verifica-se que desde o norte do Rio Grande do Norte até o Maranhão a diferença é negativa de sul para norte, ou seja, o fluxo meridional de vapor d'água de norte foi mais intenso no ano de 1999 em relação ao ano 1997. Isto se deu porque o fluxo de vapor d'água de sudeste para o ano de 1999 foi menos intenso que o ano normal (1997) tendo, como conseqüência, a penetração da ZCIT sobre o nNEB até latitudes não alcançadas no ano normal.

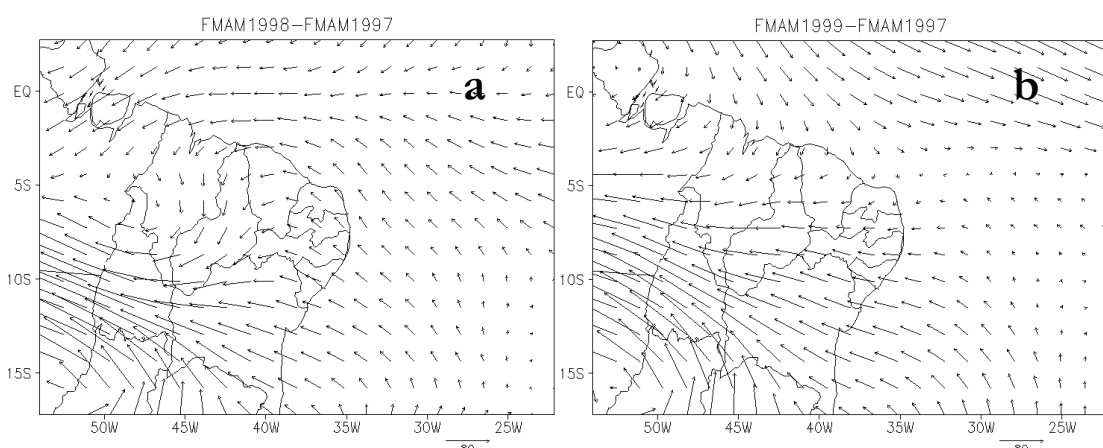


Figura 3.16 – Diferença dos campos de fluxo de vapor d'água integrado verticalmente ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$), médios no período de fev-mai, entre os anos de 1998 e 1997 (a) e 1999 e 1997 (b).

Resultados

Como a precipitação é mantida principalmente pela convergência (divergência) do fluxo de vapor d'água (Rao et al., 2002), pode-se concluir que o acréscimo (decrécimo) de precipitação é relacionado, aproximadamente, com o aumento da convergência do fluxo de vapor d'água. Portanto, foram construídos os campos de subtrações (anomalias) da divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente ($\overline{\nabla Q}$) e da precipitação ($\overline{P}$), médios no período de fevereiro, entre os anos de 1998 e 1997, e 1999 e 1997 (Figura 3.17). Comparando os campos da diferença da divergência do fluxo de vapor d'água ($\overline{\nabla Q}$) com os campos da diferença da precipitação de ambos os anos (Figura 3.17), observa-se que os valores negativos (positivos) da anomalia de divergência, em geral, coincidem com os valores positivos da anomalia de precipitação (negativos), indicando que nestas regiões o em questão é menos divergente do que o ano de 1997. Desta forma, observa-se que a alta divergência do fluxo de vapor d'água sobre a costa do nNEB foi maior no ano 1998 (Figura 3.17a) e conseqüentemente a precipitação na costa foi menor também quando a comparamos com o ano de 1999 (Figura 3.17c e 3.17d).

Foi idealizado uma coluna atmosférica com base delimitada pelas coordenadas 10°-3° S e 44°-36° W, com a altura da superfície (1000 hPa) até 400 hPa, com o objetivo de calcular o conteúdo de vapor d'água atmosférico que atravessa as faces laterais da coluna atmosférica (faces leste, oeste, norte e sul) e assim calcular a divergência do fluxo de vapor d'água $\{\nabla \cdot \overline{Q}\}$ integrado verticalmente (média mensal) na área do nNEB. A divergência do fluxo de vapor d'água $\{\nabla \cdot \overline{Q}\}$ média no mês e na área do nNEB é dada pelo conteúdo líquido de vapor d'água atmosférico que atravessou as faces laterais da coluna atmosférica, ou seja, a soma das faces da coluna atmosférica. As faces são definidas como: face oeste (média em 46° W ao longo de 10°-3° S, ϕ_W), face leste (média em 36° W ao longo de 10°-3° S, ϕ_E), face norte (média em 3° S ao longo de 46°-36° W, ϕ_N) e face sul (média em 10° S ao longo de 46°-36° W, ϕ_S).

Resultados

A Figura 3.18 representa o conteúdo de vapor d'água atmosférico que atravessou as faces laterais da coluna (ϕ_W, ϕ_E, ϕ_N e ϕ_S) na estação chuvosa (ou seja, no quadrimestre de fev-mai) para os anos de 1997 a 1999 e na Tabela 3.3 está o conteúdo de vapor d'água resultante, obtido pela soma das faces e também o conteúdo de vapor d'água para cada face da coluna atmosférica em cada mês da estação chuvosa. O esquema gráfico das setas entrando (de cor azul), que são os valores negativos, na coluna atmosférica indica a importação de vapor d'água e as setas saindo (de cor vermelha), que são os valores positivos, indicam a exportação de vapor d'água na estação chuvosa dos anos estudados (Figura 3.18).

Analisando a Figura 3.18 observa-se que a entrada de vapor d'água se dá efetivamente pela face leste (ϕ_E), onde se encontram os valores mais intensos de vapor d'água, -24,59, -26,24 e -25,26 mm.dia⁻¹, para os anos de 1997 a 1999, respectivamente. Esse resultado, assim como em Cavalcanti et al. (2002), demonstra a importância do Oceano Atlântico Sul no processo de fornecimento de vapor d'água para o nNEB e que sua variabilidade depende do posicionamento do anticiclone semi-permanente do Atlântico Sul.

Outra face de destaque é a face norte (ϕ_N), por representar uma variabilidade interanual no conteúdo de vapor d'água. Observa-se nas Figuras 3.18a e 3.18b que o fluxo meridional de vapor d'água nos anos de 1997 e 1998 inibiu a penetração do conteúdo de vapor d'água na parte norte do nNEB, com o conteúdo de vapor d'água saindo da face norte de 1,23 e 0,87 mm. dia⁻¹, respectivamente, enquanto que em 1999 (Figura 3.18c) o fluxo meridional de vapor d'água permitiu a entrada de -0,21 mm.dia⁻¹ de vapor d'água.

Na Tabela 3.3 encontram-se a divergência do fluxo de vapor d'água média na área do nNEB para os anos estudados, que resultou da soma do conteúdo de vapor d'água nas quatro faces da coluna atmosférica ($\phi_E + \phi_N + \phi_W + \phi_S$). Nela observa-se que em todos os meses dos anos estudados a divergência média na área do nNEB $\left\{ \nabla \cdot \bar{Q} \right\}$ foi negativa, ou seja, a precipitação excedeu a evapotranspiração (de acordo com a equação (2.15). O quadrimestre (estação chuvosa)

Resultados

que apresentou a divergência média na área do nNEB $\{\nabla.\bar{Q}\}$ mais negativa foi a do ano 1999, com a importação de vapor d'água $7,14 \text{ mm.dia}^{-1}$, contra $-6,62$ e $-6,95 \text{ mm.dia}^{-1}$ dos anos de 1997 e 1998, respectivamente.

Apesar de que em 1999 a divergência média na área do nNEB $\{\nabla.\bar{Q}\}$ tenha indicado uma maior importação de vapor d'água do que os outros anos estudados, esperava-se que a divergência média na área do nNEB $\{\nabla.\bar{Q}\}$ representasse a variabilidade interanual na disponibilidade de vapor d'água melhor, indicando uma exportação de vapor d'água no ano de El Niño (1998) em vez de uma importação. No entanto, este resultado está coerente com a simulação de precipitação do modelo (que será discutida na próxima seção), pois o mesmo não representou bem a estação chuvosa deste ano (1998) indicando valores de precipitação acima da precipitação observada (Figura 3.1).

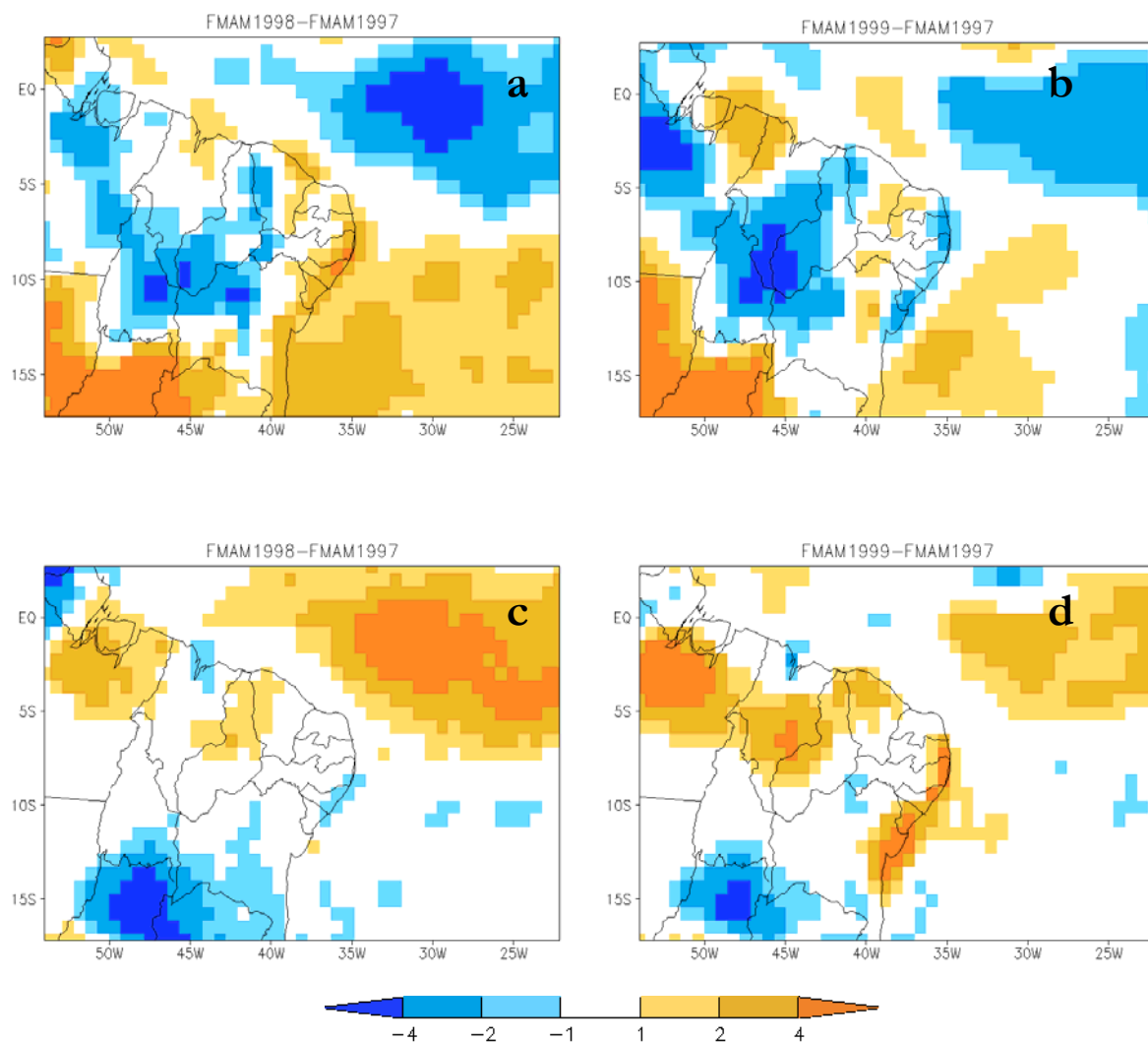


Figura 3.17 – Divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente em mm.dia⁻¹ para a diferença dos anos 1998 e 1997 (a) e de 1999 e 1997 (b), e precipitação em mm.dia⁻¹ para a diferença de 1998 e 1997 (c) e de 1999 e 1997 (d).

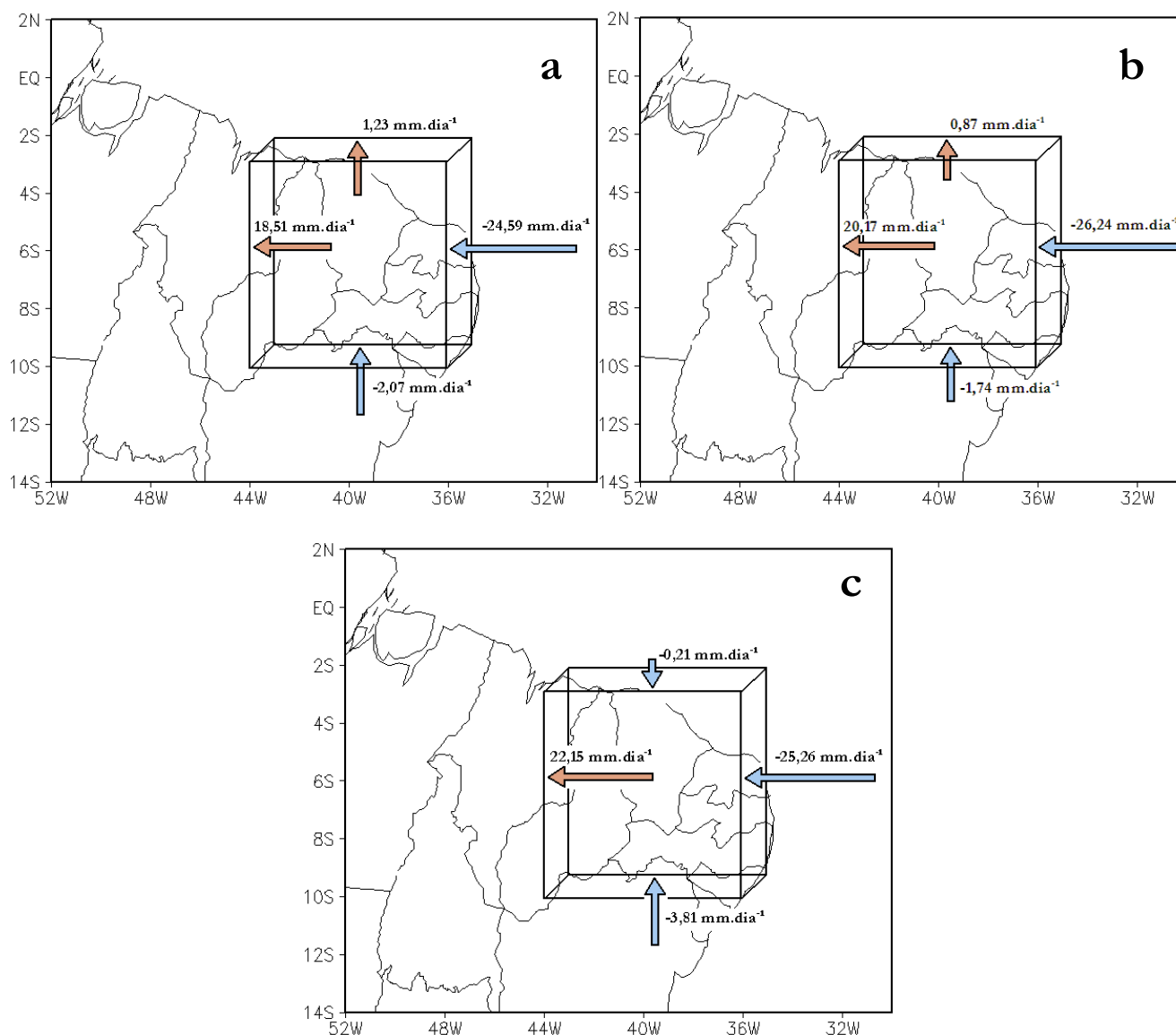


Figura 3.18 – Balanço do fluxo de vapor d'água mm.dia⁻¹ nas faces laterais da coluna atmosférica (36°-46°W e 3°-10°S) sobre o nNEB nos anos de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c).

Resultados

Tabela 3.3 Balanço da divergência do fluxo de vapor d'água (mm.dia^{-1}) nas faces laterais da coluna atmosférica (44° - 36° W e 10° - 3° S) para os meses de fev-mai dos anos de 1997 a 1999 sobre o nNEB.

Ano de 1997					
Faces	Fevereiro	março	abril	maio	quadrimestre
Oeste	19,54	9,87	20,67	25,14	18,81
Leste	-28,94	-22,39	-22,76	-24,25	-24,59
Sul	1,93	4,40	-3,20	-11,41	-2,07
Norte	0,25	-0,90	-1,21	6,77	1,23
Balanço	-7,21	-9,01	-6,50	-3,76	-6,62

Ano de 1998					
Faces	Fevereiro	março	abril	maio	quadrimestre
Oeste	16,99	17,83	21,67	24,19	20,17
Leste	-27,34	-25,97	-26,27	-25,40	-26,24
Sul	4,25	0,67	-2,95	-8,94	-1,74
Norte	-1,00	-1,45	0,13	5,78	0,87
Balanço	-7,09	-8,92	-7,42	-4,38	-6,95

Ano de 1999					
Faces	Fevereiro	março	abril	maio	quadrimestre
Oeste	19,93	18,76	25,87	24,03	22,15
Leste	-27,32	-24,06	-26,91	-22,76	-25,26
Sul	0,23	1,11	-7,40	-9,18	-3,81
Norte	-1,67	-3,71	1,71	2,81	-0,21
Balanço	-8,83	-7,90	-6,72	-5,10	-7,14

4 - Conclusões

Este estudo procurou analisar a variabilidade interanual da precipitação e circulação atmosférica sobre o norte do Nordeste brasileiro (nNEB), através de conjuntos de simulações (*ensembles*) de longo período (5 meses) realizadas com o modelo regional *BRAMS* (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*), durante a estação chuvosa (fevereiro a maio) dos anos 1997, 1998 e 1999, quando as temperaturas de superfície do mar (TSM) do Pacífico leste e central encontravam-se normais, anormalmente quentes (*El Niño*), e anormalmente frias (*La Niña*), respectivamente. Nas simulações o modelo foi configurado com duas grades, sendo a primeira grade (G1) com espaçamento horizontal de 80 km, e a segunda grade (G2) com um espaçamento de 20 km. As condições da atmosfera no instante inicial e as condições de fronteiras laterais foram fornecidas pela re-análise do NCEP-NCAR e a TSM utilizada como condição de contorno foi a observada semanalmente.

Pode-se sintetizar, das simulações realizadas, que a análise da variabilidade interanual da circulação atmosférica estudada através dos termos do balanço d'água sobre o nNEB demonstrou que o transporte de vapor d'água sobre o nNEB é zonal, de leste para oeste, contribuindo para que a água evaporada pelo oceano Atlântico fosse transportada para o interior da região. Demonstrou ainda, que o fluxo meridional de vapor d'água de sul no ano em que ocorreu *El Niño* (1998) atuou fortemente em praticamente toda faixa latitudinal impedindo que a ZCIT alcançasse uma posição mais ao sul para favorecer a ocorrência de chuvas no nNEB, enquanto que o ano de *La Niña* (1999) o fluxo meridional de vapor d'água teve sua atuação de norte, indicando a atuação mais efetiva da ZCIT sobre o nNEB, embora timidamente. E por fim, a diferença dos campos de divergência do fluxo de vapor d'água mostrou que o ano de 1998 foi mais divergente do que o ano de 1999 e, conseqüentemente, menos chuvoso também. A soma destes resultados indica que o modelo representa bem o sinal da variabilidade interanual do fluxo de vapor d'água sobre nNEB.

Conclusões

A precipitação também é bem representada pelo BRAMS, visto que o mesmo representa bem a variabilidade interanual da precipitação encontrada nas estações chuvosas dos anos de 1997 e 1999, reproduzindo bem o padrão de precipitação observada no nNEB e sobre o estado do Ceará. No entanto, o mesmo não ocorre para a estação chuvosa do ano de 1998, onde o padrão de precipitação da estação chuvosa representada pelo modelo está nitidamente acima do observado. Justifica-se a má representação da precipitação em 1998 através de Misra (2007). O autor explica que quando as anomalias de TSM do Atlântico tropical se configuram de forma contrárias ao fenômeno ENSO, como foi o caso de 1998, o modelo reduz a sua previsibilidade sobre o NEB.

As simulações com resolução intermediária (G1) se mostraram mais realísticas do que as com resolução mais fina (G2) durante todo o período estudado, de acordo com a análise realizada através de índices estatísticos empregados nas simulações e nos dados observados sobre o nNEB e sobre o estado do Ceará. Os locais onde a precipitação é pior representada na G2 são os de topografia elevada, e nas regiões litorâneas. Este efeito está associado com a má representação de fenômenos relacionados às feições topográficas na G1 que são ampliados nas simulações da G2 em regiões onde a topografia é acentuada também. Este tipo de problema, isto é, de amplificação do erro gerado pela grade maior espaçamento horizontal na grade menor espaçamento horizontal também foi observado por Nobre et al. (2001).

De maneira geral, as simulações geradas pelo BRAMS apresentaram um bom desempenho na simulação de precipitação sazonal para nNEB, representado bem a variabilidade sazonal da precipitação nas estações chuvosas dos anos estudados. As simulações indicaram uma tendência em representar as variações entre máximos e mínimos observados na precipitação observada. A distribuição de frequência da precipitação foi representada satisfatoriamente, pois acompanhou as tendências da curva de distribuição de frequência observada, reproduzindo bem a distribuição de frequências em torno de todas as intensidades de classes (baixa, intermediária a

Conclusões

alta). O modelo foi capaz de representar razoavelmente bem a variabilidade interanual dos períodos secos com os limites iguais e acima de 4 dias.

Estes resultados podem trazer uma informação valiosa sobre a variabilidade da precipitação, dentro da estação da chuvosa, representada pelo modelo, pois existe a possibilidade de se realizar uma previsão da distribuição de ocorrências de períodos secos e/ou chuvosos dentro da estação chuvosa simulada. Por tanto, pode-se que concluir que o modelo BRAMS, quando utilizadas as corretas parametrizações e fortes valores de contorno (*nudging*), é capaz prever períodos de secas e os períodos chuvosos dentro da estação chuvosa com razoável grau de confiabilidade.

Como trabalhos futuros sugere-se a realização de uma climatologia de simulações com o objetivo de determinar o erro sistemático do modelo, utilizando uma grade de espaçamento horizontal intermediário entre 80 e 20 km, que seria determinada através de testes de sensibilidade. Realizar simulações com a TSM climatológica e semanal, para conhecer a dependência do BRAMS em relação a TSM, visto que o NEB está fortemente relacionado com a sua variabilidade.

Propõe-se inicializar o modelo com uma fonte diferente de dados, ou seja, diferentes do NCEP-NCAR, a fim de verificar a dependência do modelo a outra fonte de dados, e fazer um possível *ensemble* destas simulações. Verificar também a dependência do modelo à umidade do solo nas simulações climáticas, realizando simulações com as camadas do solo com os perfis úmido e seco, de modo que os arquivos de umidade utilizados na inicialização do BRAMS, que estão disponíveis no site www.cptec.inpe.br/brams, fariam o papel de perfil da umidade do solo intermediário.

5 – Referências

- BIAZETO, B., 2007: Impacto da precipitação no ciclo de assimilação em modelos de mesoescala. **Dissertação de Mestrado**, Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Depart. de Ciências Atmosféricas, São Paulo (SP).
- CAVALCANTI, E.P., GANDU A.W., AZEVEDO P., 2001: Transporte e balanço de vapor d'água atmosférico sobre o Nordeste do Brasil. **Rev. Bras. Meteorologia**, v. 17, 207-217.
- CHIMELI, A. B., C. Z. MUTTER, C. ROPELEWSKI, 2002: Climate fluctuations, demography and development: Insights and opportunities for Northeast Brazil. **J. Int. Affairs**, v. 56, 213–234.
- CHEN, F., DUDHIA, J., 2001: Coupling an advanced land-surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. **Mon. Weath. Rev.**, v. 129, 569–585.
- CHOU, S. C., NUNES, A. M. B., CAVALCANTI, I. F. A., 2000: Extend range forecast over South America using the regional Eta model. **J. Geophys Res.** 105, d8, 10147-10160.
- COTTON, W. R., PIELKE, R. A., WALKO, R. L., LISTON, G. E., TREMBACK, C. J., JIANG, H., MCANELLY, R. L., HARRINGTON, J. Y., NICHOLLS, M. E., CARRIO, C. G., MCFADDEN, L. P., 2001: RAMS: Current Status and future directions. **Meteorol. Atmos. Phys.**, v. 82, 5-29.
- COSTA, A. A., MENDES, K. C., VITORINO, M. I., 1996: A formação de sistemas convectivos de mesoescala sobre uma região serrana no Nordeste brasileiro. **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, SBMET, Campos do Jordão (SP), 6 a 13 de novembro, de 1996, v. 1, 1287-1291.
- DAVIES, H., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Royal Meteorological Society**, v. 102, n. 432, 405–418.
- DOUVILLE, H., CHAUVIN, F., 2000: Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: a preliminary study, **Climate Dynamics**, v. 16, 719–736.
- DURAND, B., SERVAIN, J., LAURET, H., MACHADO, L. A. T., 2005: Tropical Atlantic Moisture Flux, Convection over Northeastern Brazil, and Pertinence of the PIRATA Network. **Journal of Climate**, v. 18, n. 12, 2093-2101.

- GEVAERD, R., FREITAS, S. R., 2006: Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. **Rev. Bras. Meteor.**, v. 21, n. 3, 1-15.
- GRELL, A., G., DEVENYIL, D., 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research. Letters**, v. 29, n. 14, 1-4.
- GIANNINI, A., J., R. SARAVANAN, E. P. CHANG, 2004: The preconditioning role of tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: Implications for the prediction of Nordeste rainfall. **Climate Dyn.**, v. 22, doi:10.1007/s00382-004-0420, 839-855.
- GIORGI, F., MEARN, L., 1999: Introduction to special section: regional climate revisited. **J. Geophys. Res.** v. 104, n.15, 6335-6352.
- JI, Y., VERNEKAR, A., 1997: Simulation of the Asian summer Monsoons of 1987 and 1988 with a Regional Model nested in a global MCGA. **J. Climate**, v. 10, 1965-1979.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G., WOOLLEN, J., ZHU, Y., LEETMAA, A., REYNOLDS, R., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., HIGGINS, W., JANOWIAK, K.C.M., ROPELEWSK, C., WANG, J., JENNE, R., JOSEPH, D., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, 437-471.
- KRISHNAMURTI, T. N., BOUNOUA, L., 1995: **Numerical Weather Prediction Techniques**. PP: 293.
- KOUSKY, V. E., 1979: Frontal Influences on Northeast Brazil. **Month. Weath. Rev.**, v. 107, 1140-1153.
- KOUSKY, V. E., 1980: Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, 488-498.
- KOUSKY, V. E., GAN, M. A., 1981: Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, 538-551.
- MARIA, S. H. P., 2007: Modelagem numérica em alta resolução para previsão de geração de Energia Eólica no Ceará. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Estadual do Ceará, Departamento de Física, Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas. Fortaleza (CE).

- MENDES, K. C., COSTA, A. A., 1996: Estudo da circulação na camada limite de uma região serrana. **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, SBMET, Campos do Jordão (SP), vol. 1, 1008-1012.
- MISRA, V., DIRMEYER, P. A., KIRTMAN, B. P., 2002: A comparative study of two land surface schemes in regional climate integrations over South America. **J. Geophys. Res.** v. 107 (D20), DOI: 10.1029/2001JD001284, 1-9
- MISRA, V., DIRMEYER, P. A., KIRTMAN, B. P., 2003: Dynamical downscaling of seasonal simulations over South America. **J. Climate**, v. 16, 103-117.
- MISRA, V., 2004: An evaluation of the predictability of austral summer season precipitation over South America. **J. Climate**, v. 17, 1161–1175.
- MISRA, V., 2006: Understanding the predictability of seasonal precipitation over Northeast Brazil. **Tellus**, v. 58A, 307–319.
- MISRA, V., 2007: A sensitivity study of the coupled simulation of the Northeast Brazil rainfall variability., **J. Geophys. Res.**, v. 112, D11111, 1-16.
- MOURA, A. D., SHUKLA J., 1981: On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulations model. **Jour. Atmos. Scie**, v. 7, 2653-2675.
- MOURA, D., A., HASTENRATH, S., 2004: Climate Prediction for Brazil's Nordeste: Performance of Empirical and Numerical Modeling Methods. **Journal of Climate**, v. 17, 2667-2672.
- MOTA, G. V., GANDU, A. W., 1996: Análise de distúrbios ondulatórios de leste que afetam o Nordeste brasileiro: um estudo de caso. **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Campos do Jordão (SP), v. 1, 450-454.
- NICOLINI, M., SALIO, P., KATZFEY, J. J., MCGREGOR, J. L., SAULO, A., C., 2002: January and July regional climate simulation over South American. **J. Geophys. Res.** v. 107, n. d22, 4637.
- NOBRE, P., MOURA, A.D., SUN, L.Q., 2001: Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's regional spectral models at IRI. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 82, 2787-2796.
- PEIXOTO, J., P., OORT, A. H., 1992: **Physics of Climate**. **America Institute Physics**,: PP: 520.

- PIELKE, R. A., COTTON, W. R., WALKO, R. L., TREMBACK, C. J., LYONS, W. A., GRASSO, L. D., NICHOLLS, M. E., MORAN, M. D., WESLEY, D. A., LEE, T. J., COPELAND, J. H., 1992: A comprehensive meteorological modeling system RAMS. **Meteorol. Atmos. Phys.**, v. 49, 69-91.
- PEZZI, L. P., CAVALCANTI, I. F. A., 2001: The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South América: A numerical study. **Climate Dyn.**, v. 17, 205-212.
- OLDENBORGH, G. J., M. A. BALMASEDA, L. FERRANTI, T. N. STOCKDALE, ANDERSON, D., L., T., 2005: Evaluation of atmospheric fields from the ECMWF seasonal forecasts over a 15-year period. **J. Climate**, v. 18, 3250–3269.
- RAO, V. B., MARQUES, V. S., 1984: Water vapor characteristics over Northeast Brazil during two contrasting years. **Jour. of Climate and Applied Meteo.** AMS, Boston USA. v. 23, n. 3, 440-444
- RAO, V. B., LIMA, MARLEY, C., FRANCHITO, S. H., 1993: Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. **J. Climate**, v. 6, 1754-1763.
- RAO, V. B., CAVALCANTI, I. F. A., HADA, K., 1996: Annual variations of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South American. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 101, n. D21, p. 26539-26551.
- RAO, V. B., CHAPA, R. S., FERNANDEZ, J. P. R., FRANCHITO, S. H., 2002: A Diagnosis of Rainfall over South American during the 1997/98 El Niño Event. Part II: Roles of Water Vapor Transport and Stationary Waves. **Journal of Climate**, Boston, v. 15, 512-521.
- REYNOLDS, R. W., N. A. RAYNER, T. M. SMITH, D. C. STOKES, WANG W., 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **J. Climate**, 15, 1609-1625.
- ROPELEWSKI, C. F., HALPERT, S. M., 1996: Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships. **J. Climate**, v. 9, 1043-1059.
- ROSOLEM, R., 2005: O impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso para a Rodovia Cuiabá-Santarém. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-Graduação em Ecologia de Agroecossistemas, Escola Superior Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo.

- SELLERS, P. J., MINTZ Y., SUD, Y. C., DALCHER, A., 1986: A Simple Biosphere Model (SIB) for use within General-Circulation models. **J. Atmos Sci.**, v. 43, 505-531.
- SILVA DIAS, M. A. F., RUTLEDGE, S., KABAT, P., SILVA DIAS, P. L., NOBRE, C., FISCH, G., DOLMAN, A. J., ZIPSER, E., GARSTANG, M., MANZI, A. O., FUENTES, J. D., ROCHA, H. R., MARENGO, J., PLANA-FATTORI, A., SÁ, L. D. A.; ALVALÁ, R. C. S., ANDREAE, M. O., ARTAXO, P., GIELOW, R.; GATTI, L., 2002a: Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. 20D, 1-23.
- SILVA DIAS, M. A. F., PETERSEN, W., SILVA DIAS, P. L., CIFELLI, R., BETTS, A. K., LONGO, M., GOMES, A. M., FISCH, G. F., LIMA, M. A., ANTONIO, M. A., ALBRECHT, R., 2002b: I. A case study of convective organization into precipitation lines in the Southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. 20D, 1-39.
- SILVA, S. B. V., KOUSKY, E. V., SHI, W., HIGGINS, W., 2007: An Improved Gridded Historical Daily Precipitation Analysis for Brazil. **Jour. Hydrometeorology**, v. 8, 848-861.
- SILVA, R. R., UBARANA, V. N., GANDU, A. W., 1996: Simulação da circulação de brisa em Fortaleza utilizando o modelo atmosférico de mesoescala RAMS. **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, SBMET, Campos do Jordão (SP), 6 a 13 novembro, de 1996, v. 1, 1023-1027.
- SOUZA, E. B., KAYAN M. T., AMBRIZZI, T., 2005: Intraseasonal and submonthly variability over the Eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 81, 177-191.
- SOUZA, E., SILVA, E. M., 2003: Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala. Descrição e testes de sensibilidade do esquema. **Rev. Bras. Meteor.**, v. 18, 33-42.
- SUN, L., Semazzi, F. H. M., Giorgi, F. and Ogallo L., 1999a: Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa 1. Simulation of the short rains of 1988. **J. Geophys Res.**, v. 104, 6529-6548.
- SUN, L., MONCUNILL, F. D., LI, H., MOURA, D. A., FILHO, S. A. F., 2005: Climate downscaling over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97., **J. Climate**, v. 18, 551-567.
- SUN, L., LI, H., WARD, N. M., MONCUNILL, F. D., 2006: Climate variability and corn yields in semiarid Ceará, Brazil., **J. Appl. Meteor.**, v. 46, 226-239

Referências

- TRIPOLI, J., KRISHNAMURTI, T. N., 1975: Low-Level Flows over the Gate Area during Summer 1972, **Monthly Weather Review**, v. 103, 197-216.
- UVO, C. B., BERNDTSSON, R., 1996: Regionalization and spatial properties of Ceará State rainfall in Northeast Brazil. **J. Geophys. Res.**, v. 101, 4221-4233.
- VITORINO, M. I., SILVA, R. R., COSTA, A. A., 1996: Sistemas convectivos de mesoescala – Parte II: modelagem numérica. **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, SBMET, Campos do Jordão (SP), 6 a 13 novembro 1996, v. 1, 1023-1027.
- VITORINO, M. I., SILVA, M. E. S., ALVES, J. M. B., 1997: Classificação de sistemas convectivos de mesoescala no setor norte do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 12, 21-32.
- WALKO, R. L., BAND, L. E., BARON, J., KITTEL, T. GE., LAMMERS, R., LEE, T. J., OJIMA, D., PIELKE, R. A., TAYLOR, C., TAGUE, C., TREMBACK, C. J., VIDALE, P. L., 2000: Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. **J Appl. Meteor.**, v. 39, 931-944.
- WALKO, R. L., TREMBACK, C. J., 2001: RAMS: The Regional Atmospheric Modeling System, **Technical Description**. [S.l.].
- WILKS, D. S. 1995: Statistical methods in the Atmospheric Sciences. *Academic Press*, NY,.
- WILLMOTT, C., 1982: Some Comments on the Evaluation of Model Performance. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 63, n.11, 1309–131.

Apêndice A

Existem muitas formas de se realizar uma análise objetiva. De forma geral, assume-se que é um processo linear de forma que ela se comporta como uma transformação linear dos dados obtidos pelas estações (ou observados) em pontos de grade regularmente espaçados.

A equação seguinte ilustra o processo:

$$Z^A = \sum_{s=1}^m h_s Z^0 \quad (\text{A.1})$$

onde Z^0 representa os dados obtidos em m estações que estão em locais indexados por $s=1,2,3,\dots,m$ e Z^A é o valor dado em um determinado ponto de grade do campo atmosférico. Nota-se que o valor obtido no ponto de grade depende da função peso h_s utilizado no cálculo. O valor de h_s depende da localização do ponto de grade com relação às estações e pode ser calculado através de vários métodos. Basicamente, temos as formas empíricas e estatísticas. No primeiro caso, a função peso é determinada de forma empírica sendo que seu valor depende da distância entre o ponto de grade considerado e o da estação analisada.

A equação (A.1) pode ser calculada considerando n pontos de grade assumindo a forma vetorial:

$$Z^A_{(n \times 1)} = H^T_{(n \times m)} Z^0_{(m \times 1)} \quad (\text{A.2})$$

onde cada coluna da matriz H é associada à localização de um ponto de grade e cada linha a uma estação.

Quanto mais distante a estação estiver do ponto de grade menor a sua importância na determinação do valor interpolado no ponto de grade. Esta estratégia é utilizada no método de *Cressman* descrito abaixo (Tripoli e Krishnamurti, 1975; Krishnamurti e Bounoua, 1995).

O método de *Cressman* funciona através de sucessivas correções baseando-se em valores de ponto de grade preliminar denominado campo predito (*guess field* em inglês). Neste trabalho o campo predito (*guess field*) é uma previsão numérica da grade mais fina. O esquema usa a soma das

diferenças entre as observações obtidas pelas estações e o campo predito nas estações (ponderadas por funções pesos) para a determinação dos novos valores de pontos de grade. Um raio de influência é empregado para determinar quais estações serão consideradas no cálculo.

O campo predito nas estações (Z_{gs}) é determinado a partir do campo predito nos pontos de grade (Z_{gij}) de acordo com a seguinte equação:

$$Z_{gs} = h_{ij} Z_{gij} = \frac{\sum_{i=1}^{i=L} \sum_{j=1}^{j=M} w_{ij} Z_{gij}}{\sum_{i=1}^{i=L} \sum_{j=1}^{j=M} w_{ij}} = \frac{\sum_{i=1}^{i=L} \sum_{j=1}^{j=M} w_{ij} Z_{gij}}{c} \quad (A.3)$$

onde a função peso é definida por:

$$w_{ij} = \begin{cases} \frac{R^2 - d^2}{R^2 + d^2} & \text{se } d < R \\ 0 & \text{se } d \geq R \end{cases} \quad (A.4)$$

onde R é o raio de influência e d a distância entre o ponto de grade e a estação.

A Figura A1 mostra o valor da função peso w_{ij} definida em (A.4) em função do parâmetro adimensional τ valendo d/R .

Agora é calculada a diferença entre o valor Z_s atual na estação e o valor interpolado Z_{gs} como:

$$E_s = Z_s - Z_{gs} \quad (A.5)$$

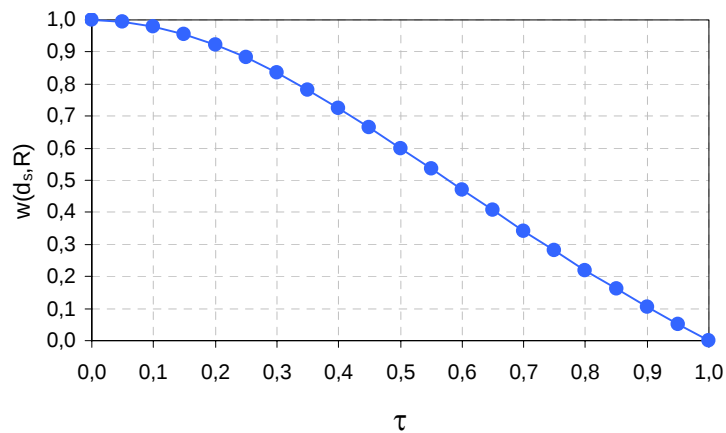


Figura A.1 - Valores da função peso w_{ij} de *Cressman* em função do parâmetro adimensional d_s/R representado por τ .

Caso se esteja na ν -enésima interação, esta diferença é usada para o cálculo de um fator de correção utilizado para determinar o valor de ponto de grade Z_{gij} na $(\nu+1)$ -ésima interação. Este fator é obtido por:

$$c_{ij}^{(\nu+1)} = \frac{\sum_{s=1}^m W_s E_s^{(\nu)}}{W_s^{(\nu)}} \quad (\text{A.6})$$

onde $W_s^{(\nu)} = w_{ij}^{(\nu)} \beta \gamma$, com w_{ij} definido em (A.9), β é uma função peso no tempo definido por:

$$\beta = e^{-\alpha(\Delta t)^2} \quad (\text{A.7})$$

onde γ é um fator escolhido de forma subjetiva para definir o peso de cada observação. Um fator de “alisamento” (*smoothing factor* em inglês) é introduzido e definido por:

$$\bar{s} = \frac{R-d}{C_g} \quad (\text{A.8})$$

onde C_g é o centro de gravidade da área de influência estimada como sendo o raio de influência R dividido por 2. Finalmente o valor nos pontos de grade obtidos para a interação $(\nu+1)$ -ésima é dada por:

$$Z_{gij}^{(\nu+1)} = Z_{gij}^{(\nu)} + \bar{s} c_{ij}^{(\nu+1)} \quad (\text{A.9})$$