

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA**

**UM ESTUDO DA RELAÇÃO ENTRE PRECIPITAÇÃO, EVAPORAÇÃO E
ADVECÇÃO DE UMIDADE NO NORDESTE BRASILEIRO**

Por

ANA CLAUDIA DE ARAÚJO PRESTE

Campina Grande/PB

Janeiro de 2001

ANA CLAUDIA DE ARAÚJO PRESTE

**UM ESTUDO DA RELAÇÃO ENTRE PRECIPITAÇÃO, EVAPORAÇÃO E
ADVECÇÃO DE UMIDADE NO NORDESTE BRASILEIRO.**

**Dissertação apresentada ao Curso de
Mestrado em Meteorologia da
Universidade Federal da Paraíba
em cumprimento às exigências para
obtenção do Grau de Mestre**

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Sub-área: Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical

ORIENTADOR: Enio Pereira de Souza

CO-ORIENTADOR: Tantravahi Venkata Ramana Rao

Campina Grande/PB

Janeiro de 2001



P936e Preste, Ana Cláudia de Araújo.
Um estudo da relação entre precipitação, evaporação e advecção de umidade no nordeste brasileiro / Ana Cláudia de Araújo Preste. - Campina Grande, 2001.
70 f.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia, 2001.
"Orientação : Prof. Dr. Enio Pereira de Souza, Prof. Dr. Tantravahi Venkata Ramana Rao".
Referências.

1. Precipitação - Umidade - Nordeste - Brasil. 2. Evaporação. 3. Advecção. 4. Dissertação - Meteorologia. I. Souza, Enio Pereira de. II. Rao, Tantravahi Venkata Ramana. III. Universidade Federal da Paraíba - Campina Grande (PB). IV. Título

CDU 551.577(812/813)(043)

ANA CLÁUDIA DE ARAÚJO PRESTE

UM ESTUDO DA RELAÇÃO ENTRE PRECIPITAÇÃO, EVAPORAÇÃO E ADVECÇÃO DE
UMIDADE NO NORDESTE BRASILEIRO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 15/02/01

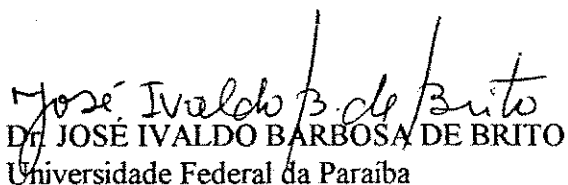
BANCA EXAMINADORA



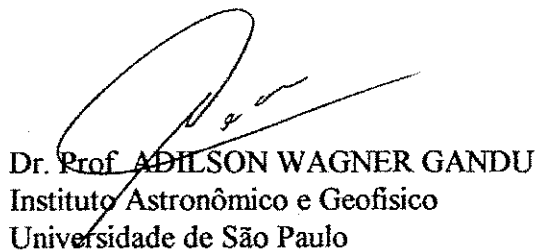
Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Universidade Federal da Paraíba



Dr. TANTRAVAHU VENKATA RAMANA RAO
Universidade Federal da Paraíba



Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Universidade Federal da Paraíba



Dr. Prof. ADILSON WAGNER GANDU
Instituto Astronômico e Geofísico
Universidade de São Paulo

DEDICATÓRIA

Aos meus pais **Iracema e Clodoaldo** que sempre me incentivaram e superaram várias dificuldades para me manter estudando, dando-me a chance de chegar até aqui. A minha irmã **Ana Cristina** que sempre cuidou de nossos pais nos momentos em que eu estava ausente,

Dedico

Ao meu noivo **Jorge Kennety**, pelo seu amor, carinho, compreensão e extrema dedicação em todos os momentos que compartilhamos juntos.

Ofereço

PENSAMENTOS

“Embora a cada dia aprendamos mais sobre a natureza, tudo que conhecemos será finito. O desconhecimento nunca deixará de ser infinito. E quanto mais aprendemos o infinito nos parece desconhecido”

(Mahatma Gandhi)

“A história tem demonstrado que os vencedores mais notáveis quase sempre encontraram grandes obstáculos à sua frente. Eles venceram porque se recusam a perder o ânimo devido às suas derrotas.

(A. C. A. P)

“Acreditar na beleza dos nossos sonhos é ter a certeza de que podemos ser o que quisermos desde que sejamos perseverantes e humildes para sonhar e edificar nossos sonhos”

(A. C. A. P)

“Quando não mais acreditamos no amor, na fé, na alegria; a natureza nos dá chances de recomeçar a vida novamente da primeira lição: o amor. Se verdadeiramente amamos alguém, já passamos da primeira lição; a segunda (como todas as outras) cabe a nós aprendermos: o cultivo do amor ao próximo, bem como todas as virtudes dada a nós por Deus”

(A. C. A. P)

AGRADECIMENTOS

A Deus por estar sempre comigo me iluminando para suportar as dificuldades da vida.

A meu amigo e orientador Enio Pereira de Souza pela paciência, dedicação assídua e ensinamentos fundamentais para a realização deste trabalho.

A meu co-orientador T. V. Ramana Rao pelos ensinamentos e atenção nos momentos em que mais precisei.

A meus verdadeiros amigos que fiz durante o período que estudei nessa instituição: Magna Soelma, Josiclêda Galvêncio, Ramón Martins, Andréa Ramos, para citar apenas alguns, que sempre me incentivaram em todos os aspectos da minha vida.

Aos professores do Departamento de Meteorologia, pelos ensinamentos; em especial aos professores: Mario Miranda Leitão e Maria Regina Aragão pela ajuda em vários momentos.

As funcionárias Eyres Ventura e Divanete Rocha pela atenção, disponibilidade em ajudar sempre.

A Coordenação do Curso de Mestrado em Meteorologia, pelo durante todo o período do curso.

A meus eternos professores e amigos: Dimitrie Nechet, M^a do Carmo Oliveira, Júlia Cohen, Antônio Carlos Lôla; David Mendes que mesmo distantes sempre me incentivaram a vencer todas as etapas deste trabalho.

Aos professores Adilson W. Gandu e José Ivaldo B. de Brito, pela valiosa contribuição para a melhora desse trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq pela bolsa de estudos concedida.

RESUMO

Neste trabalho foram realizados estudos estatísticos e numéricos, na tentativa de melhor compreender a combinação dos efeitos do vento em baixos níveis, seja através da indução de evaporação, seja pelo transporte advectivo de umidade, e como esses fatores influenciam no regime de precipitação da região Nordeste do Brasil (NEB). O estudo foi realizado através da análise harmônica de séries de precipitação (totais mensais) e vento (médias mensais) sobre o NEB para mostrar o caráter climático dessa relação. Além disso, experimentos numéricos com o modelo RAMS foram realizados para uma visão dos efeitos de curto prazo.

A parte de análise harmônica envolveu médias mensais de 724 postos pluviométricos e 77 estações de medição de vento. Os resultados mostram que, na maior parte do NEB, o ciclo anual do vento e da precipitação são muito fortes e que há uma diferença de fase em torno de seis meses entre os máximos de vento e precipitação.

Os experimentos numéricos para 48 h de integração indicam que para um período seco, como o do ano de 1983, a precipitação aumenta com o aumento da umidade do solo disponível para evaporação. Já para um período chuvoso, como o do ano de 1986, a precipitação diminui com o aumento da umidade do solo. Isso se deve ao fato da importância da advecção de umidade do oceano ser mais importante em períodos chuvosos. De modo geral, a interação não-linear entre evaporação local e advecção, para formação de precipitação, é negativa, com a umidade resultante da evaporação local sendo advectada para outras regiões. Embora não tenha sido testada como um fator separado, a topografia mostrou-se importante como forçante mecânico para a precipitação sobre terreno elevado.

ABSTRACT

In this work some statistical and numerical studies were made toward a better understanding of the relationship between surface wind, through its induction of evaporation as well as through its role as a moisture advection mechanism, upon the precipitation regime of the region Northeast of Brazil (NEB). In this study, harmonic analysis of monthly data of rainfall and near-surface wind were performed in order to understand the climatic character of this relationship. In addition, numerical experiments using the model RAMS were run for a view of the short-range effects.

For the harmonic analysis, monthly means of 724 rainfall stations and 77 wind stations were used. Results suggest that the annual cycles of both the wind and the precipitation are very strong over most of the NEB. Furthermore, there is a lag of about six months between the maxima of wind and precipitation.

The numerical experiments for a 48 h run suggest that for dry years, like 1983, rainfall increases with increase of the soil moisture available for evaporation. On the other hand, for a wet year like 1986, rainfall decreases with increase of the soil moisture available for evaporation. This is due to the fact that during wet years the main source of moisture for precipitation comes from the ocean through advection. In general, the non-linear interaction between local evaporation and advection as a precipitation producing mechanism is negative since the moisture evaporated at a place is advected away. Although topography has not been tested as a separate factor, the results suggest that its effect as a forcing mechanism is important to precipitation over elevated terrain.

SUMÁRIO

| | Pág |
|--|-----|
| LISTA DE FIGURAS | iv |
| LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS | vi |
| LISTA DE SÍMBOLOS | vii |
| 1 INTRODUÇÃO | 01 |
| 1.1 Objetivo | 04 |
| 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 06 |
| 3 MATERIAL E METODOLOGIA | 19 |
| 3.1 Distribuição dos dados sobre o Nordeste Brasileiro | 19 |
| 3.2 Análise Harmônica | 22 |
| 3.3 Utilização do modelo RAMS | 25 |
| 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO | 31 |
| 4.1 Análise Harmônica para o Vento e a Precipitação Mensal | 32 |
| 4.2 Simulações Numéricas com o RAMS | 37 |
| 4.2.1 Simulações para um período seco | 37 |
| 4.2.2 Simulações para um período chuvoso | 46 |
| 5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES | 59 |
| 6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 62 |

LISTA DE FIGURAS

| | Pág. | |
|-------------|--|----|
| Figura 2.1 | Relevo da região Nordeste do Brasil (Fonte: SIMIELLI, 1991) | 07 |
| Figura 3.1 | Distribuição espacial dos postos com dados de precipitação sobre o NEB (Fonte: SUDENE) | 20 |
| Figura 3.2 | Distribuição espacial dos postos com dados de vento à superfície sobre o NEB | 21 |
| Figura 4.1 | Topografia e contorno dos Estados do NEB (intervalo de 100m) | 31 |
| Figura 4.2 | Contribuição do harmônico anual para a precipitação no NEB | 33 |
| Figura 4.3 | Meses de ocorrência do harmônico máximo anual de precipitação sobre o NEB | 34 |
| Figura 4.4 | Contribuição do Harmônico Anual para o Vento à Superfície | 35 |
| Figura 4.5 | Mês de ocorrência do máximo do harmônico anual do vento sobre o NEB | 36 |
| Figura 4.6 | Razão de mistura inicial para o experimento do período seco (1983). (intervalo de 1 g kg^{-1}). | 38 |
| Figura 4.7 | Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo inicialmente seco (intervalo de 1mm) | 39 |
| Figura 4.8 | Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo com umidade inicial de 40 % (intervalo de 2mm) | 40 |
| Figura 4.9 | Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo com umidade inicial de 80 % (intervalo de 2mm) | 41 |
| Figura 4.10 | Contribuição isolada da advecção para a precipitação acumulada após 48h (intervalo de 2mm) | 42 |
| Figura 4.11 | Contribuição isolada da umidade do solo inicial em 40% para a Precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 0,5mm) | 43 |
| Figura 4.12 | Contribuição da interação não-linear entre advecção e umidade do solo (40%) para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 0,5mm) | 44 |
| Figura 4.13 | Contribuição isolada da umidade do solo inicial em 80 % para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 2mm) | 45 |

| | | |
|-------------|--|----|
| Figura 4.14 | Contribuição da interação não-linear entre advecção e umidade do solo (80 %), para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 2mm) | 46 |
| Figura 4.15 | Razão de mistura inicial para o experimento do período chuvoso (1986). (intervalo de 0,5 g kg ⁻¹). | 47 |
| Figura 4.16 | Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo inicialmente seco (intervalo de 2mm) | 48 |
| Figura 4.17 | Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo com umidade inicial de 40% (intervalo de 2mm) | 49 |
| Figura 4.18 | Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo com umidade inicial de 80% (intervalo de 3mm) | 50 |
| Figura 4.19 | Contribuição isolada da advecção para a precipitação acumulada após 48h (intervalo de 4mm) | 51 |
| Figura 4.20 | Contribuição isolada da umidade do solo inicial em 40% para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 2mm) | 52 |
| Figura 4.21 | Contribuição da interação não-linear entre advecção e umidade do solo (40 %), para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 2mm) | 53 |
| Figura 4.22 | Contribuição isolada da umidade do solo inicial em 80% para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 3mm) | 54 |
| Figura 4.23 | Contribuição da interação não-linear entre advecção e umidade do solo (80%), para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 3mm) | 55 |
| Figura 4.24 | Diferença entre a precipitação acumulada no experimento com umidade inicial de 80% e o de 40%, após 48 h (intervalo de 2mm) | 56 |
| Figura 4.25 | Advecção média de umidade ao longo das 48 h de integração do experimento com 80% de umidade inicial (intervalo de 0,5 g kg ⁻¹ dia ⁻¹) | 57 |

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

| | |
|------------------|--|
| NEB | Nordeste Brasileiro |
| ZCIT | Zona de Convergência Intertropical |
| VCAS | Vórtice Ciclônico de Ar Superior |
| ENOS | El Niño–Oscilação Sul |
| TSM | Temperatura da Superfície do Mar |
| IOS | Índice de Oscilação Sul |
| ASAS | Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul |
| ENE | Leste do Nordeste |
| ZCAS | Zona de Convergência do Atlântico Sul |
| RAMS | Regional Atmospheric Modeling System |
| DCA | Departamento de Ciências Atmosféricas |
| LMD | Laboratório de Modelagem e Desenvolvimento |
| NCAR/NCEP | National Center for Atmospheric Research/National Centers for Environmental Prediction |

LISTA DE SÍMBOLOS

| | |
|-------------------------|---|
| T | Período do harmônico |
| N | Número de dados |
| $X(t)$ | Função harmônica na variável t |
| \bar{X} | Média aritmética da série |
| ω_k | Frequência do Harmônico k |
| A_k | Coefficiente do Harmônico k |
| B_k | Coefficiente do Harmônico k |
| C_k | Amplitude do Harmônico k |
| δ_k | Ângulo de fase |
| k | Índice do Harmônico |
| S^2 | Variância da série de dados |
| V_k | Contribuição do harmônico k à variância |
| f_0 | Umidade do solo zero e advecção desligada |
| f_1 | Solo seco inicialmente e advecção ativada |
| f_2 | Solo úmido (40% e 80%) e advecção desligada |
| f_{12} | Solo úmido (40% e 80%) e advecção ligada |
| \hat{f}_1 | Efeito isolado da advecção de umidade |
| \hat{f}_2 | Efeito isolado da umidade do solo |
| \hat{f}_{12} | Interação não-linear entre o efeito da advecção e a umidade do solo |
| $\partial q/\partial t$ | Varição da umidade específica em relação ao tempo |
| \vec{V} | Vetor vento horizontal |

| | |
|---------------|---|
| ∇_{hq} | Gradiente de advecção de umidade horizontal |
| ρ_a | Densidade do ar |
| L_v | Calor latente de evaporação |
| q_0 | Umidade na superfície |
| q_a | Umidade ao nível do anemômetro |
| C_h | Coefficiente de troca turbulenta de calor |
| LE | Fluxo de vapor para a atmosfera |

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

É crescente a preocupação da comunidade, em geral, com relação ao suprimento de água e à produção de energia no sentido de manter e incrementar o desenvolvimento da humanidade. Neste contexto, uma compreensão mais abrangente do funcionamento do ciclo hidrológico é de fundamental importância na orientação de políticas de uso racional dos recursos hídricos.

A Região Nordeste do Brasil (NEB) apresenta uma grande variabilidade climática. Parte dessa variabilidade pode ser explicada pela multiplicidade de fenômenos de tempo e clima, aos quais a região está sujeita. A frequência e a intensidade desses fenômenos é governada pela dinâmica do clima da Terra, cujas escalas espacial e temporal são muito maiores do que as dos controles regionais. Devido a essa característica, o NEB tem recebido grande atenção no tocante a estudos sobre a sua natureza climática. No entanto, há ainda muitas lacunas a serem preenchidas.

Devido ao fato de ser localizado na região equatorial, a precipitação sobre o NEB está associada, principalmente, às características da circulação de grande escala sobre os

Hemisférios Norte e Sul. A principal estação chuvosa no NEB inicia-se em fevereiro e termina, em geral, em maio. Durante esses meses, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) alcança a posição mais ao sul e sua proximidade organiza a convecção sobre o continente. Tal configuração é responsável pela presença de sistemas chuvosos que favorecem tanto a produção agrícola quanto a recarga dos reservatórios d'água.

A seca, como um dos mais sérios problemas do NEB, traz graves conseqüências sócio-econômicas. Moura e Molion (1976) constataram a baixa taxa de precipitação sobre o chamado polígono das secas, contrastando com o que ocorre na Amazônia na mesma faixa latitudinal. A forte divergência do fluxo de vapor d'água sobre a região indica que, potencialmente, a atmosfera local é capaz de evaporar uma quantidade maior de água que a precipitação que nela ocorre.

Dentre os outros sistemas que agem sobre o NEB destacam-se: as frentes frias, provenientes do sul, que são responsáveis pelo período chuvoso na parte sul do NEB (Kousky, 1979), distúrbios de leste (Yamazaki e Rao, 1977; Chan, 1990), vórtices ciclônicos de ar superior (VCAS) (Aragão, 1975; Virji, 1981; Kousky e Gan, 1981), sistemas de brisa marítima e terrestre (Kousky, 1980). A maneira como as condições atmosféricas atuam no sentido de favorecer ou suprimir a ação desses sistemas determina a qualidade da estação chuvosa. Esses sistemas podem ser alterados pela orografia, condição de solo e vegetação. Em alguns casos, as secas do NEB estão relacionadas com anomalias do sistema oceano-atmosfera em grande escala, tais como El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Uma revisão sobre os sistemas que atuam sobre o NEB pode ser encontrada em Harzallah et al. (1996).

Embora o NEB seja fortemente influenciado por fenômenos de origem externa, é interessante que se entenda o quanto a configuração do seu regime climático é influenciada

por fenômenos locais. Neste trabalho, é discutida a relação entre o vento próximo à superfície, no tocante à advecção de umidade e à evaporação local, e o regime de precipitação do NEB.

O vento é um dos mais importantes parâmetros meteorológicos visto que serve como mecanismo de transporte na atmosfera terrestre, como, por exemplo, no deslocamento de sistemas atmosféricos das altas para as médias e baixas latitudes, ou no transporte de vapor de uma região para outra. Além do mais, o vento próximo à superfície é um fator de fundamental importância no balanço de energia do solo uma vez que é um agente direto na indução de fluxos de calor sensível e calor latente.

O campo de vento tem sido estudado de várias maneiras e por diferentes perspectivas. A velocidade do vento é usada para avaliar a energia potencial do vento (Palutikof et al., 1987) e é importante na dispersão de poluentes (Cabezudo et al., 1997). Além do mais, a direção do vento é um fator importante na migração de aves e insetos. Os dados de vento também são usados para aplicações tais como a correção do padrão de precipitação (Legates e Willmott, 1990) e validação de modelos (Roads et al., 1995).

Recentemente, Correia (2000) utilizou médias mensais de observações horárias de direção e velocidade do vento para o período de 1977-1981, coletadas em 77 estações do NEB, de anemômetros universais Fuess instalados a 10 m de altura. Ele analisou as componentes zonal e meridional do vento à superfície, através do método de análise multivariada, com objetivo de determinar padrões temporais da variabilidade do vento associando-os com fenômenos atmosféricos que atuam na região Nordeste do Brasil. Correia (2000) concluiu que, de forma geral, o vento é mais intenso nos meses de setembro, outubro e novembro sobre a maior parte do NEB, com os valores máximos ocorrendo no mês de

setembro. Os valores mínimos, por outro lado, ocorrem nos meses de fevereiro, março e abril em simultaneidade com a principal estação chuvosa da região.

Isso sugere que o ciclo anual do vento e da precipitação, pelo menos do ponto de vista dos valores médios mensais, estão fora de fase. É interessante, todavia, que se compreenda com maior profundidade as conseqüências deste fato.

1.1- Objetivo

O principal objetivo deste trabalho é o de tentar-se compreender melhor como a combinação dos efeitos do vento em baixos níveis, seja através da indução de evaporação, seja através do transporte advectivo de umidade, influi na qualidade do regime de precipitação da Região Nordeste do Brasil.

Em uma primeira etapa, é interessante que se compreenda a relação entre o vento próximo à superfície e a precipitação, do ponto de vista de valores médios mensais. Isso será estudado, para todo o NEB, através de análise de Fourier.

Embora já se saiba que tanto a precipitação quanto o vento à superfície apresentam um forte ciclo anual, é interessante que se investigue com maior profundidade o caráter da relação entre essas duas variáveis. É importante que se compreenda, também, a importância da relação entre vento e precipitação na escala de poucos dias e seus impactos sobre a previsão de tempo.

Para atingir o objetivo proposto, este trabalho será constituído das seguintes etapas:

i) Análise harmônica de séries de precipitação (totais mensais) e de vento (médias mensais) sobre o NEB, no sentido de compreender-se o caráter climático dessa relação.

ii) Realização de experimentos numéricos com o modelo Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), com vistas a entender a relação mais imediata entre vento e precipitação.

No Capítulo 2 deste trabalho, é apresentada uma revisão bibliográfica sobre a metodologia empregada (análise de Fourier e simulação numérica), além dos principais fenômenos que atuam no Nordeste Brasileiro. A metodologia utilizada é descrita no Capítulo 3. No Capítulo 4 são apresentados e discutidos os resultados. As conclusões e sugestões para trabalhos futuros estão no Capítulo 5.

CAPÍTULO 2

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A região do Nordeste Brasileiro (NEB), situada entre as latitudes de 1° S e 18° S e as longitudes de 34° W e 48° W (Figura 2.1), tem extensão territorial de aproximadamente 1,6 milhões de quilômetros quadrados, o que representa 19% do território brasileiro. Limita-se a oeste por áreas de floresta tropical e cerrado, a leste ao norte pelo Oceano Atlântico e ao sul pelos Estados de Minas Gerais e Espírito Santo. A planície do Maranhão e Piauí abrange quase toda área desses estados exceto o litoral. As áreas elevadas do NEB são muito extensas; apresentam-se com altitudes significativas tais como: o Planalto da Borborema, as Serras da Ibiapaba, Grande, Tabatinga, Espigão Mestre e Capivara, e as Chapadas Araripe e Diamantina (Simielli, 1991). As planícies costeiras estendem-se por todo litoral nordestino. A região NEB é conhecida como uma região problemática do ponto de vista climático, ou seja, tem uma grande flutuação interanual e forte variação espacial de precipitação. A média anual de precipitação é de 2000mm na costa leste e menor que 60mm nas porções secas do interior dessa região (Kousky e Chu, 1978). A flutuação interanual de precipitação pode causar secas severas e enchentes. As flutuações são extensas na parte norte da região, a qual inclui a costa norte e parte da área do semi-árido, essas flutuações correspondem a mais 50% das médias de

precipitação (Kousky e Chu, 1978). No norte do NEB, a principal estação chuvosa compreende os meses de fevereiro a maio. Já no sul do NEB, as chuvas ocorrem durante o período de dezembro a fevereiro; e no leste a estação chuvosa é de maio a julho (Strang, 1972). A região NEB compreende nove estados da União: Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia.

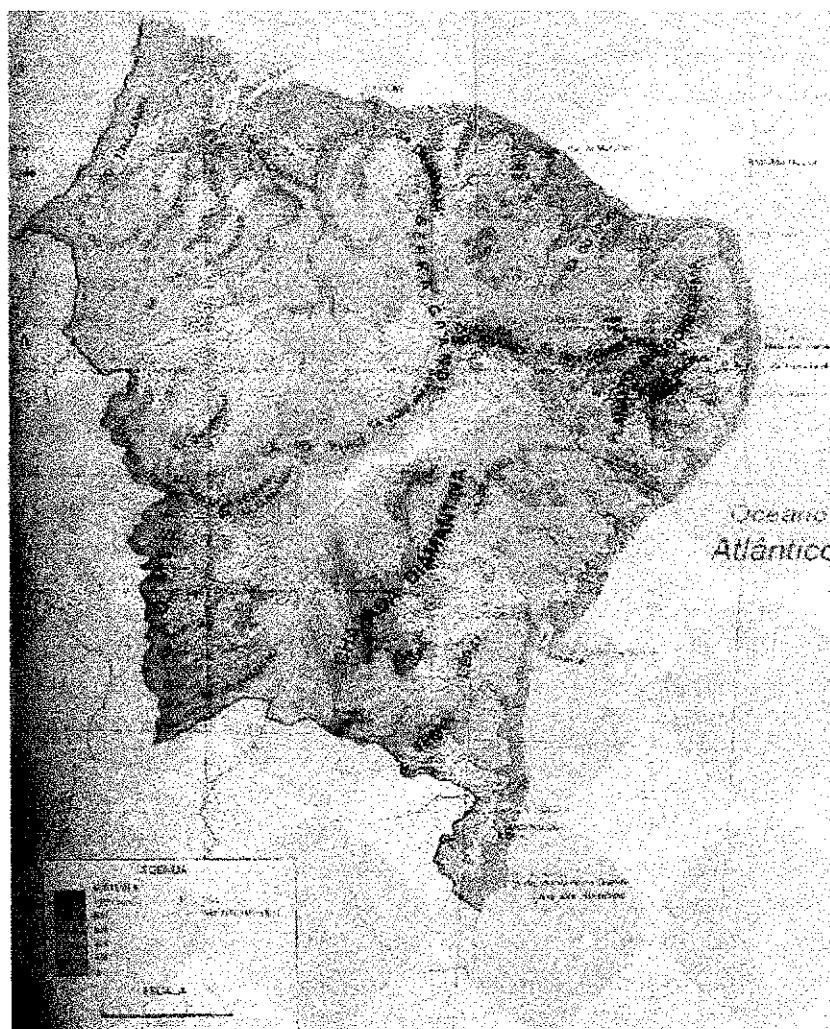


Figura 2.1- Relevo da região Nordeste do Brasil (Fonte: SIMIELLI, 1991)

Nas últimas décadas, a comunidade científica brasileira e internacional tem discutido a influência das mudanças climáticas sobre o regime pluviométrico do NEB. Um dos resultados

obtidos com a simulação de aumento da concentração de dióxido de carbono (CO₂) na atmosfera, apresentou como consequência, um aumento de temperatura média do ar e das áreas desérticas no planeta, incluindo o NEB (Diermeyer e Shukla, 1994).

O tempo e o clima do Nordeste são influenciados por fenômenos pertencentes às várias escalas, desde a planetária até a pequena escala representada pela convecção isolada. Os principais são: circulações atmosféricas associadas a anomalias na temperatura da superfície do mar como as que caracterizam o El Niño – Oscilação Sul (ENOS), o dipolo do Atlântico, os anticiclones subtropicais do Atlântico, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a oscilação de 30-60 dias, os sistemas frontais austrais ou zonas de convergência deles remanescentes, os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS), os distúrbios ondulatórios de leste, os sistemas oriundos da ZCIT (complexos convectivos de mesoescala e linhas de instabilidade formados na costa norte do Nordeste) e as circulações ocasionadas por contraste térmico entre superfícies de terra e de água e entre planícies e áreas elevadas que podem agir como forçante mecânico.

Durante as estações de outono e inverno, ocorre propagação de distúrbios de leste em ventos sobre o Oceano Atlântico, que atinge a região leste do NEB, Chan (1990). Os fortes eventos de precipitação no outono no leste do Brasil, estão associados com as frentes frias do sul, e a precipitação nesta região ocorre normalmente ao anoitecer (Kousky, 1979). Tal fato é atribuído a um máximo noturno, ou seja, um fluxo médio, que contribui para a formação da zona de convergência ou brisa terrestre. Essa brisa terrestre pode ser parte de um alto contraste entre as temperaturas do mar e terra, durante os meses de outono e inverno, Kousky (1979 e 1980). A intensidade do vento de grande escala, perpendicular à costa, também é fundamental para a precipitação na parte leste do NEB (Rao et al., 1993).

Hastenrath e Heller (1977) mostraram que uma alta subtropical no Atlântico Norte, mais intensa que o normal, em combinação com uma alta no Atlântico Sul, mais fraca que o normal, está associada ao deslocamento mais ao sul que o normal da ZCIT e a precipitação acima do normal no Nordeste. Eles concluíram que as secas no Nordeste estão associadas à ocorrência simultânea de anomalias de TSM, positivas no norte e negativas no sul do Atlântico Subtropical. Eles também mostraram que a alta subtropical do Atlântico Sul começa a intensificar-se com o avanço da estação. Em Abril, os ventos seguem em direção a costa do NEB, soprando perpendicularmente.

Segundo Uvo (1989), a ZCIT no ano de 1985 atingiu a posição latitudinal de 6°S, causando um índice de precipitação acima da média em todo o NEB. Ela constatou através de estudo da qualidade da estação chuvosa sobre o NEB, que a posição mais ao sul e o tempo de permanência da ZCIT nessa posição influencia diretamente na qualidade da estação chuvosa do norte do Nordeste.

Dentre os sistemas meteorológicos de grande escala que influenciam o regime de precipitação sobre o NEB está o Vórtice Ciclônico de Ar Superior (VCAS) que é um sistema de escala sinótica, caracterizado por baixa pressão, que se forma na alta troposfera, podendo estender-se até a média troposfera dependendo da estabilidade atmosférica. Kousky e Gan (1981) com base em imagens de satélite do período de 1975-1979, constataram que os VCASs originam-se na parte subtropical do Atlântico Sul e na região NEB, principalmente nos meses de verão.

Aragão (1975) tentando identificar a estrutura dos sistemas sinóticos que produzem chuva no NEB utilizou dados de altitude e precipitação total para os períodos de 19 a 30 de janeiro(chuvoso), de 18 a 29 de abril (chuvoso) e de 1 a 10 de setembro (seco) de 1970. Ele

encontrou durante os períodos chuvosos VCASs sobre o NEB, os quais estendiam-se desde a tropopausa até os baixos níveis. Para o período seco (1 a 10 de setembro) o anticiclone subtropical do Atlântico Sul dominavam a baixa troposfera causando seca no NEB, devido aos movimentos subsidentes sobre a região; ou seja, não há falta de umidade nos baixos níveis troposféricos, mas inexistem um mecanismo dinâmico capaz de provocar movimentos ascendentes que tenham como resultado formação de nuvens convectivas.

Cavalcanti (1986) constatou, através dos estudos das características meteorológicas associadas a eventos de chuvas intensas (janeiro e abril, 1985) no NEB, que o posicionamento mais ao leste do anticiclone da Bolívia, a presença de VCAS sobre o NEB, o posicionamento mais ao sul da ZCIT e os valores de TSM acima da média, são fortes contribuintes para tais ocorrências de chuva intensas sobre o NEB.

A Oscilação 30-60 dias caracteriza-se pelo deslocamento para leste de uma célula zonal, a qual causa variação na convecção da região tropical. A região NEB é afetada negativamente quando a crista da onda localiza-se próximo ao Nordeste, o que inibe a atuação de sistemas meteorológicos associados à ocorrência de chuva no NEB, o inverso ocorre quando o cavado da onda está sobre o NEB, o qual intensifica a precipitação na região. Vários autores confirmam a atuação de tal sistema na região NEB, dentre eles: Kousky (1985), Kayano et al. (1990) e Kayano e Satyamurti (1991).

Aldaz (1971), através de uma seqüência de 47 mapas consecutivos de anomalias de precipitação anual, para o período de 1941 a 1960 (anos secos: 1951, 1919, 1932, 1953, 1958), em todo Brasil, constatou que os desvios negativos de precipitação (dos anos secos) estendem-se sobre quase a totalidade da área do Nordeste e parte da Amazônia, sugerindo que as condições de ar superior são as componentes predominantes na variabilidade interanual

verificada. Além disso, ele interpretou os desvios de precipitação existentes, como causa de influência de sistemas de grande escala.

Bandeira (1990) determinou a velocidade média mensal, os desvios padrões e a potência média, para 66 estações do NEB, através dos dados de velocidade horária do vento a 10 m de altura para o período de 1977-1981. Ela determinou tais parâmetros para cada mês com base em quatro períodos diários (00:00 – 06:00, 06:00 – 12:00, 12:00 – 18:00, 18:00 – 24:00). Com a análise do ciclo diário da potência eólica, constatou comportamentos diferentes ao longo do dia, em três cidades com características diferentes: João Pessoa que se situa no litoral, apresenta um ciclo diário de potência com máximo em setembro e mínimo em maio, ou seja, ao amanhecer e nas primeiras horas do dia; associados a temperaturas do mar e continente. Campina Grande (situada no Planalto da Borborema, a 120 km do litoral), ela observou um máximo secundário bastante intenso no verão, nas últimas horas da tarde. Esse máximo secundário é particularmente intenso na cidade de Patos (no sertão), por volta das 21:00h.

Recentemente Correia (2000) através de observações horárias de direção e velocidade do vento para o período de 1977-1981 analisou as componentes zonal e meridional do vento à superfície, utilizando o método de análise multivariada, com o objetivo de determinar padrões temporais da variabilidade do vento associando-os com fenômenos atmosféricos que atuam na região Nordeste do Brasil. Segundo Correia (2000), o comportamento dos campos médios mensais do vento à superfície apresenta uma diminuição no primeiro trimestre que se estende de janeiro a março e se torna mais fraco no decorrer do mesmo. Tal diminuição no vento está associada à migração da ZCIT para uma posição mais ao sul, nos meses de março e abril, bem como a desintensificação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). No decorrer do

segundo trimestre (abril a junho) há um aumento do vento no vale do sub-médio São Francisco, nos extremos norte e sul da Chapada Diamantina, no centro-leste do Piauí e na faixa litorânea da Bahia, onde ocorre mudança na direção no mês de março (leste-nordeste) para mês de abril (sudeste). Essa mudança no sinal da componente meridional do vento é devida à posição e intensificação do Anticiclone do Atlântico Sul (ASAS) e à penetração de sistemas frontais austrais. No terceiro trimestre, julho a setembro, a intensificação dos ventos permanece, atingindo uma máxima intensidade no mês de setembro naquelas áreas. Nesse trimestre, em quase todo NEB, a predominância dos ventos é de leste-sudeste. No último trimestre, compreendendo os meses de outubro à dezembro, ocorre uma desintensificação, com o tempo, a desintensificação começa em outubro, nas faixas litorâneas do Maranhão, Piauí, noroeste do Ceará, oeste de Pernambuco, no centro-leste do Piauí, no vale do sub-médio São Francisco e nos extremos norte e sul da Chapada Diamantina. No mês de dezembro o vento é muito fraco no restante do Maranhão, Piauí e oeste da Bahia.

Kousky e Chu (1978), constataram que o uso de séries temporais suavizadas possibilita a comparação e possível obtenção de oscilações de longos períodos. Através dos dados de precipitação de 1931 a 1960, em diversas áreas do NEB, revelaram que a região norte e sul do NEB nem sempre estão positivamente correlacionadas. Desta forma, a região norte é influenciada pela circulação normal do Hemisfério Norte e a região sul é influenciada parcialmente por algumas características da circulação normal do Hemisfério Sul.

Kousky (1979) investigou a variação diurna de chuva no NEB durante o período de 1961 a 1970. Ele encontrou nas áreas litorâneas, um máximo noturno da atividade de chuva, provavelmente decorrido da convergência entre o escoamento médio da costa e a brisa terrestre. Em áreas distantes 100-300 km da costa, ele encontrou um máximo durante o dia,

associado com o desenvolvimento e avanço interior da brisa marítima. O máximo na variabilidade diurna de chuva, no interior, é devido à brisa de vale e montanha. Variações sazonais nas médias mensais de chuva, para áreas litorâneas correlacionam-se bem com a intensidade da brisa terrestre.

Rao et al. (1993) usando a análise de séries de precipitação normalizada de 63 estações na costa leste do NEB (ENE) para o período 1914 a 1983, estudaram as estações chuvosas e secas para o ENE do Brasil. Eles constataram que a estação chuvosa estende-se de abril a julho (60% da chuva anual), e a estação seca vai de setembro a dezembro (10% da chuva anual). A Alta Subtropical do Atlântico Sul modula a intensidade e direção dos ventos ao longo da costa (nordeste), e tem influência determinante nas variações interanuais de chuvas no NEB.

Klink (1999) estudou a variação média da velocidade do vento mensal, direção e intensidade, usando os dados do período de 1961-1990 em 216 estações dos Estados Unidos, com objetivo de caracterizar o comportamento do vento à superfície para fornecer informações adicionais a climatologia daquele País. Observou que a variação sazonal no campo médio está relacionada com mudanças sazonais na pressão ao nível médio do mar e que a topografia tem influência significativa no comportamento de vento na parte oeste do País. A variação interanual da média mensal do vetor velocidade do vento, da direção e da intensidade, relatam as características da variabilidade sazonal em escala sinótica, tais como a frequência de ciclones e anticiclones.

Marques (1981), analisando o fluxo de vapor d'água sobre a atmosfera do NEB, para um período de 1971 a 1978, concluiu que durante o trimestre chuvoso (março, abril e maio), ocorre importação de vapor d'água nos baixos níveis enquanto que nos altos níveis, ocorre

exportação, favorecendo a ocorrência de precipitação. No trimestre seco (setembro, outubro e novembro), ocorre o inverso, nos baixos níveis encontramos exportação de vapor d'água e importação nos altos níveis, o que inibe a precipitação. Por outro lado, para todo o NEB, a umidade específica apresenta valores bastante semelhantes em ambos os períodos. Recentemente, Cavalcanti (2001) constatou que para a estação chuvosa de um ano seco ocorre exportação de vapor d'água em baixos níveis, enquanto que em um ano chuvoso ocorre importação.

A importância da evaporação local na superfície do solo como uma fonte de precipitação tem sido inferida a partir de observações e análise de dados de vento e de umidade (Burbaker et al., 1993). Segundo Burde et al. (1996), a precipitação para uma grande região compõe-se da precipitação resultante do escoamento externo (advectivo) de vapor d'água formado pela evaporação na superfície de uma dada região e de uma componente interna, resultante do fluxo de vapor d'água formado pela evaporação local.

É importante que se conheça o quanto da precipitação de uma certa localidade é determinada a partir da advecção de umidade (evaporada em outras regiões) e o quanto vem da evaporação local. A razão entre a contribuição da evaporação local e a contribuição da advecção é denominada de *reciclagem* que é uma medida da intensidade do ciclo hidrológico (Trenberth, 1998). A umidade disponível localmente para a precipitação depende em uma grande parte do transporte de umidade atmosférica de outras regiões, e a fração de reciclagem depende da magnitude do fluxo total da umidade (Trenberth, 1999).

Segundo Koster e Suarez (1995) os processos da superfície do solo contribuem significativamente para a variância da precipitação sobre o continente. A variabilidade da evaporação local reflete a variabilidade de precipitação associada à intensidade do ciclo

hidrológico e tal processo se mostra mais forte sobre a superfície do solo durante o verão, justamente quando a convecção úmida domina. A habilidade do solo em reter água da chuva pode conduzir a uma realimentação de umidade, o que favorece o aumento da duração do ciclo hidrológico.

Nesse sentido, a reciclagem é mais importante para regiões continentais, onde a umidade para a evaporação é limitada pela precipitação, enquanto que nos oceanos, cuja superfície é úmida independentemente se chove ou não, isso é de interesse fundamental para a razão de umidade de fontes locais ou remotas. As mudanças na vegetação produzem alterações na evaporação e na utilidade da umidade suficiente para alterar a precipitação, o fluxo de calor latente e, dessa forma, a circulação atmosférica e o transporte de umidade (Trenberth, 1999).

Através de um estudo das características do vapor d'água sobre o NEB (ano chuvoso e ano seco), Rao e Marques (1984) observaram que a diferença de água precipitável entre os dois anos era muito pequena; contudo, uma maior "eficiência de precipitação" (razão entre a precipitação média diária e a quantidade de água precipitável) foi encontrada nas regiões costeiras, e a menor eficiência foi encontrada no interior da região NEB, a qual apresentou menores valores de precipitação em relação às regiões costeiras. Eles constataram também que o vapor d'água, em ambos os anos, penetra no lado leste e sai do lado oeste da região, descartando assim a possibilidade da região Amazônica ser a fonte de vapor d'água para o NEB. Eles concluíram que a fonte do vapor d'água sobre o NEB é principalmente o Oceano Atlântico Sul.

Para ter-se uma idéia da importância da reciclagem, cerca de 50% da precipitação na bacia Amazônica é devida à contribuição da evaporação dentro da bacia (Molion, 1975;

Marques et al., 1977; Eltahir e Bras, 1994). Trenberth (1999), entretanto, encontrou um valor ligeiramente inferior (34 %).

Rao et al.(1999) avaliaram o conteúdo de umidade sobre o Atlântico e a América do Sul usando dois períodos de 5 anos distintos: 1985-1989 (chuvoso) e 1990-1994 (seco) de precipitação sobre o NEB através das reanálises do NCEP/NCAR. Eles encontraram que um coeficiente de correlação linear entre a média de 5 anos de precipitação sobre o NEB e as anomalias de TSM sobre o Atlântico mostram uma configuração de dipolo sobre o Atlântico Tropical, ou seja, TSM positiva no Atlântico Sul e negativa no Atlântico Norte, causam um aumento da precipitação sobre o NEB.

Durante a estação chuvosa do NEB (Fevereiro a Maio) a umidade é transportada em direção ao NEB e provoca uma convergência que é fonte de umidade necessária para a precipitação. Essa convergência nos baixos níveis é associada a um ramo ascendente da célula de circulação meridional local, a qual é gerada pelo dipolo das TSMs (Rao et al., 1999).

A variação de TSM frequentemente é considerada como fonte de anomalias de precipitação sobre o oceano. Muitos estudos mostram a significativa correlação entre a estrutura das anomalias de TSM no Atlântico Tropical e a precipitação continental (Moura e Shukla, 1981).

Vários estudos, usando modelos de circulação geral, têm mostrado a correlação entre a variabilidade do oceano e a precipitação continental (Druryan e Hastenrath, 1992; Mechoso et al., 1990). Tais estudos também são usados para examinar a contribuição do solo para a variabilidade de precipitação. Alguns desses estudos mostram que as anomalias de umidade do solo para um solo úmido (seco) conduzem a intensificação (redução) de precipitação (Shukla e Mintz, 1982).

A análise harmônica é uma ferramenta particularmente usada em estudos do modelo padrão de precipitação anual, revelando a variação espacial das várias características de precipitação e delineando a extensão geográfica de vários regimes de precipitação. A análise harmônica, aplicada nos estudos de variações periódicas, é baseada num princípio matemático do ajuste de uma curva usando uma função, pode ser representada por séries de funções trigonométricas. A análise harmônica permite uma aproximação objetiva para o estudo de fatores climáticos. Ela distingue características regional e local com uma boa determinação dos limites entre os regimes de precipitação.

Kadioglu et al. (1999) consideraram os registros de precipitação (mais de 200 registros) para mostrar as características espaciais do clima sobre toda Turquia. Com base em análise harmônica, eles determinaram vários padrões climáticos da Turquia, na forma de mapas de contorno. Essas observações mostraram que somente o primeiro e segundo harmônico são suficientes para explicar mais de 90% das variações climatológicas da região.

Kirkyla e Hameed (1989), estudando o ciclo sazonal de precipitação sobre os Estados Unidos, utilizaram análise harmônica e descobriram que esse método permite uma investigação mais detalhada do ciclo sazonal.

Souza (1989) usando análise espectral para os dados de vento horários de 1977-1981, para o NEB, indicou que o ciclo diário do vento é o predominante, o que é uma característica da atmosfera tropical, ao contrário da atmosfera de latitudes médias que é dominada pelo ciclo sazonal (Klink, 1999).

Tucker (1993) examinando a forçante orográfica de variações diurnas de precipitação no centro-sul do Novo México (EUA) revelou, através de análise harmônica, uma forte ciclo de frequência de precipitação diurna em todas as estações estudadas. Na maioria das estações

em estudo, ele encontrou amplitudes relativamente altas no segundo, terceiro e quarto harmônicos. Em cada estação, um dos máximos de frequência de precipitação é influenciado pela convergência de superfície, a qual é causa de um sistema de circulação de vale ou montanha.

Harzallah et al. (1996) estudaram a relação entre a variabilidade interanual de precipitação no NEB e a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) usando observações e simulações em modelos. Esse estudo confirmou que a precipitação do NEB é altamente correlacionada com o campo global de anomalias de TSM no Atlântico Tropical e oceano Pacífico. Segundo os autores quando o oceano Pacífico central e leste encontram-se com TSMs mais quentes (frias) e o dipolo do Atlântico mostra-se negativo (positivo), observa-se um déficit (significativo acréscimo) na precipitação do NEB.

Stein e Alpert (1993) propuseram um método simples de separação de fatores. Quando n fatores influenciam a configuração de uma determinada variável uma quantidade de 2^n experimentos precisa ser integrada para que os efeitos individuais de cada fator, assim como a sua interação não-linear, possam ser isolados. Como exemplo, eles estudaram a influência de dois fatores: a topografia e os fluxos da superfície sobre a precipitação associada a uma ciclogênese na região do Mar Mediterrâneo. Eles mostraram que a topografia é um fator muito importante para a precipitação da região.

CAPÍTULO 3

3. MATERIAL E METODOLOGIA

3.1- Distribuição dos dados sobre o Nordeste Brasileiro

Neste estudo, totais mensais de precipitação foram usados para análise harmônica. Para a identificação da característica do regime de precipitação do NEB foram escolhidos um total de 724 postos pluviométricos representativos de todo NEB (Figura 3.1), para o período de 1911 a 1990 (sendo que em alguns anos há exceção, para esse período). Da mesma forma, a distribuição espacial das estações com os dados de velocidade horária do vento são mostrados na Figura 3.2, para o período de 1977-1981, disponíveis no Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal da Paraíba (DCA/UFPB).

Os postos com registros de precipitação foram selecionados com base na qualidade e na extensão dos registros. Os mesmos têm diferentes períodos de registros. Porém, cada posto não apresenta menos que 30 anos de registro. Diferenças no tamanho dos registros de precipitação não afetam a análise harmônica, porque os menores registros têm dados, na pior das hipóteses iguais a $12 \times 30 = 720$, o que é suficiente para análise harmônica.

A Figura 3.1 apresenta a distribuição espacial dos postos pluviométricos sobre o NEB, com um total de 724 postos pluviométricos. Note-se que a maioria dos postos em estudo localizam-se na parte leste do NEB, enquanto que em Estados como Maranhão e Piauí, os postos são mais escassos.

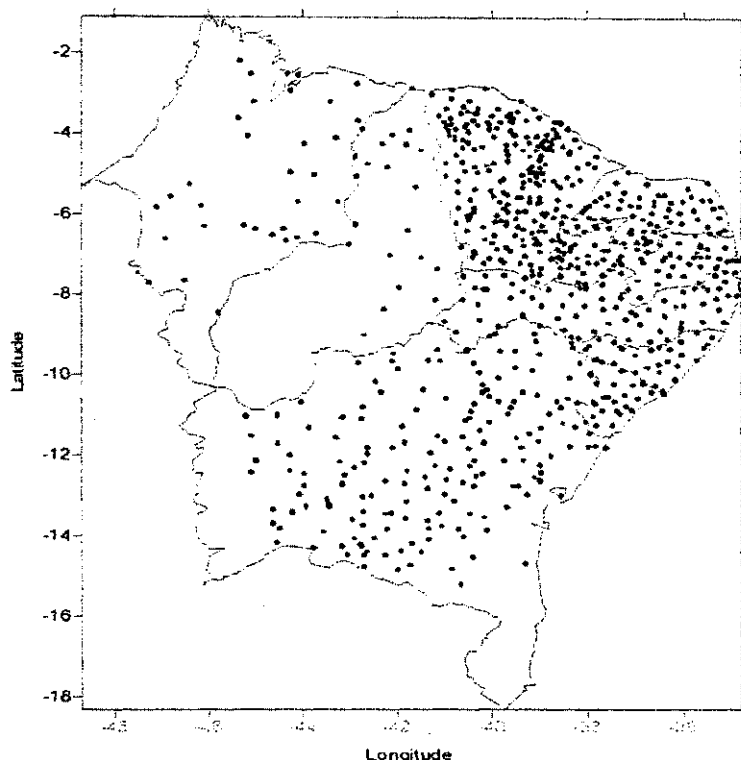


Figura 3.1- Distribuição espacial dos postos pluviométricos sobre o NEB (Fonte: SUDENE)

As coletas de dados na área litorânea do NEB são muito importantes para a compreensão dos sistemas oriundos do oceano que penetram no continente; tais sistemas causam influência marcante no regime de precipitação desta região. Dependendo da posição e intensidade dos mesmos, podem-se ter anos extremamente secos ou chuvosos. Na região norte do NEB, que compreende os estados do Ceará, oeste do Rio Grande do Norte e seções interiores da Paraíba e Pernambuco, as chuvas concentram-se no trimestre fevereiro a abril segundo Strang (1972) e de fevereiro a maio segundo Rao et al. (1999).

A região tropical tem importante papel na alteração do clima global, já que constitui fonte de calor latente e sensível transportados para as zonas extratropicais pela circulação atmosférica (Simpson, 1992). O vento é um fator essencial nesse transporte de umidade o que acarreta diferenças climáticas não só na região NEB, bem como em todo planeta. A Figura 3.2 mostra a distribuição espacial dos postos de ventos sobre o NEB. Tais postos apresentam-se distribuídos de maneira razoavelmente uniforme por todo NEB. Sendo que alguns postos apresentam ausência de dados em parte do período estudado.

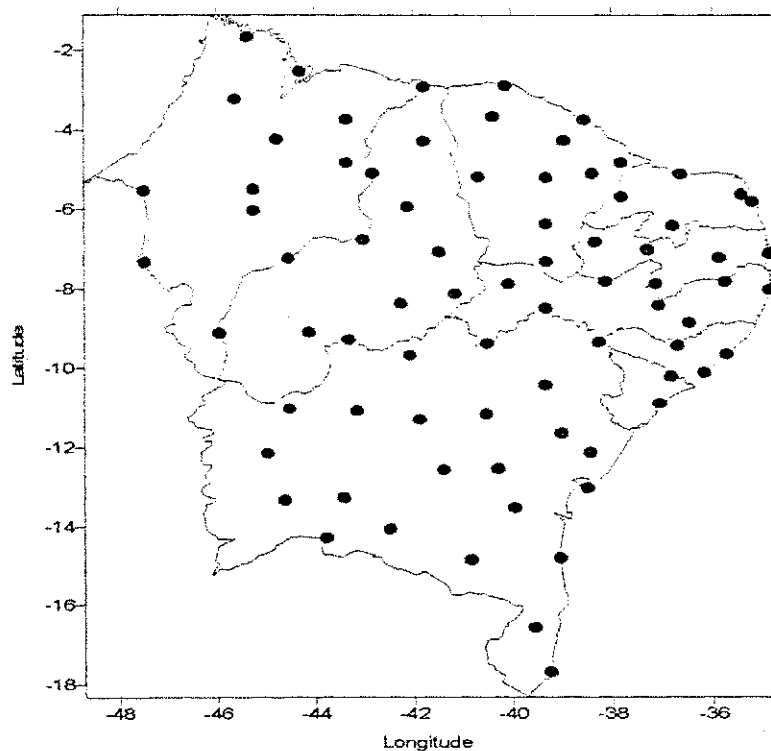


Figura 3.2- Distribuição espacial dos postos com dados de vento à superfície sobre o NEB.

3.2- Análise Harmônica

Denomina-se análise harmônica ou análise de Fourier de uma série finita de N dados a sua decomposição em uma série finita de somas de senos e co-senos. O primeiro harmônico, ou harmônico fundamental, tem um período T (Para uma série finita de N dados, N toma o lugar de T no cálculo da frequência), o segundo harmônico tem um período igual a metade do harmônico fundamental; o terceiro $T/3$ e assim por diante (Assis et al, 1996).

A análise harmônica se propõe a isolar os harmônicos (ou ondas) que, atuando em conjunto, reproduzem o comportamento de uma certa variável no tempo e no espaço. A análise harmônica tem como objetivo principal isolar as componentes periódicas dominantes que explicam o comportamento do evento analisado. Desta análise podem resultar formas de ondas muito complexas resultantes da adição de vários harmônicos sucessivos (Kadioglu et al., 1999).

Segundo Scott e Shulman (1979) a elegância da análise harmônica reside no fato de os dados serem separados em componentes ortogonais na forma de harmônicos, os quais explicam totalmente a variação dos dados originais. Na prática, poucos componentes harmônicos são, algumas vezes, suficientes para a explicação de quase toda a variabilidade. Outros harmônicos explicam menores variabilidades, os quais são desprezados do ponto de vista climatológico.

A técnica de análise harmônica, que será exposta de forma sucinta em seguida, pode ser encontrada com detalhe em vários livros, por exemplo Panofsky e Brier (1968). O método de análise harmônica determina a amplitude (C_k) e o ângulo de fase (δ_k) da periodicidade para

o qual os dados constituem unicamente uma perfeita curva de seno e cosseno de períodos conhecidos T e múltiplos do período. Isto é equivalente a dizer que uma série temporal discreta $X(t)$, de tamanho N , com origem em $t = 0$, pode ser decomposta em uma série de senos e co-senos na forma:

$$X(t) = \bar{X} + \sum_{k=1}^{N/2} [A_k \cos(\omega_k t) + B_k \sin(\omega_k t)] \quad , \quad (3.1)$$

em que \bar{X} é a média aritmética da série (harmônico zero) e os outros termos representam os harmônicos de ordem k . A frequência de cada harmônico é dada por:

$$\omega_k = \frac{2\pi k}{N} \quad (3.2)$$

A_k e B_k são os coeficientes do k -ésimo harmônico dados por:

$$A_k = \frac{2}{N} \sum_{t=0}^{N-1} x_t \cos(\omega_k t) \quad , \quad (3.3)$$

e

$$B_k = \frac{2}{N} \sum_{t=0}^{N-1} x_t \sin(\omega_k t) \quad (3.4)$$

A equação (3.1) pode ser escrita como uma série de co-seno. Admitindo-se uma defasagem δ_k entre o seno e o co-seno do harmônico k , tem-se que:

$$A_k = C_k \cos \delta_k \quad \text{e} \quad B_k = C_k \sin \delta_k \quad , \quad (3.5)$$

em que C_k é a amplitude de um dado harmônico que pode ser escrita na forma:

$$C_k = \sqrt{A_k^2 + B_k^2} \quad (3.6)$$

Substituindo-se as equações (3.5) em (3.1), obtém-se:

$$X(t) = \bar{X} + \sum_{k=1}^{N/2} C_k [\cos(\omega_k t) \cos \delta_k + \text{sen}(\omega_k t) \text{sen} \delta_k] \quad (3.7)$$

O desenvolvimento do co-seno da soma da equação (3.7) dá

$$X(t) = \bar{X} + \sum_{k=1}^{N/2} C_k \cos(\omega_k t - \delta_k) \quad (3.8)$$

O ângulo de fase entre seno e co-seno do k -ésimo harmônico, por sua vez, pode ser obtido por:

$$\delta_k = \arctan \left| \frac{B_k}{A_k} \right| \quad (3.9)$$

Por outro lado, para cada harmônico é possível obter-se o tempo de ocorrência do máximo. Considerando-se que a máxima amplitude de um determinado harmônico acontecerá quando o co-seno for igual a unidade, o tempo correspondente ao máximo pode ser escrito como:

$$t = (2\pi + \delta_k) \frac{N}{2\pi k} \quad (3.10)$$

Finalmente, a contribuição do harmônico k à variância da série (S^2) pode ser calculada de acordo com:

$$V_k = \frac{C_k^2}{2S^2} \quad (3.11)$$

As características climatológicas do NEB são exibidas na forma de mapas de contorno referentes aos componentes dos harmônicos, avaliados da análise harmônica dos registros de precipitação e vento em postos meteorológicos distribuídos através do NEB. Essa análise

ajudou na identificação de características temporais e espaciais da precipitação e do vento sobre o Nordeste.

3.3- Utilização do Modelo RAMS

O Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) é um código numérico altamente versátil desenvolvido na “Colorado State University” e pela divisão ASTER-Mission Research Corporation (Walko e Tremback, 1993), para simular e prognosticar fenômenos meteorológicos. Seus principais componentes são: (1) um modelo atmosférico que realiza simulações; (2) um pacote de análise de dados que prepara os dados iniciais para o modelo atmosférico a partir de dados meteorológicos observados; (3) um pacote de pós-processamento (Pielke, 1974; Tripoli e Cotton, 1982; Tremback et al., 1985).

O RAMS teve sua origem na modelagem de brisas, descrita por Pielke (1974) e na física de nuvens, descrita por Tripoli e Cotton (1982). O mesmo vem sendo continuamente modificado por 15 anos e a versão aqui usada é a 3b.

No RAMS, a superfície é dividida em três classes: água, solo sem vegetação e superfície vegetada. A parametrização da camada superficial necessita dos valores de temperatura e umidade da superfície para as três classes. Para a superfície líquida a temperatura é mantida constante no tempo e varia no espaço, enquanto a variável de umidade utilizada na parametrização é a razão de mistura saturada, definida em função da pressão à superfície e da temperatura da água. De acordo com Prates (1994), os processos físicos que

ocorrem na camada entre a superfície do solo e a profundidade de aproximadamente três metros são parametrizados com o objetivo básico de calcular a temperatura e umidade na interface do solo-atmosfera. A partir desses elementos, pode-se estimar os fluxos verticais de calor latente e sensível, que são importantes mecanismos de trocas de energia entre a superfície e a atmosfera. As condições de contorno da superfície como topografia, vegetação, porcentagens terra/água são forçantes importantes e devem ser descritas como a mesma resolução espacial do modelo para que a mesma apresente simulações coerentes.

O esquema de parametrização dos fluxos de calor e umidade no interior do solo, sem vegetação utilizada no RAMS, foi desenvolvido por Tremback e Kessler (1985) a partir do modelo multi-camadas proposto por McCumber e Pielke (1981). A transferência de calor e umidade de uma camada para outra é permitida apenas verticalmente. A difusividade de vapor d'água, a condutividade hidráulica e o potencial hídrico do solo saturado são tomados como parâmetros para caracterizar o tipo de solo. A radiação de onda longa e onda curta é calculada a partir do esquema de Chen e Cotton (1983). A turbulência na camada de mistura é calculada através do esquema de Smagorinsky (1963) e a convecção profunda por um esquema tipo Kuo (1974) modificado por Molinari (1985) e Molinari e Corsetti (1985).

A sensibilidade dos estudos numéricos freqüentemente avalia somente a influência de um fator, mais especificamente a topografia (Tibaldi et al. 1980). Na tentativa de entender o efeito individual de dois ou mais fatores, assim como sua interação não-linear, Stein e Alpert (1993) apresentaram um método para separação de fatores que possibilita uma visão mais ampla da maneira como diferentes fatores influenciam na configuração de uma determinada variável.

A relação vento-precipitação é de fundamental importância quando se quer estudar os papéis da evaporação local e da advecção de umidade de outras regiões para a formação de chuva em uma determinada localidade [problema da reciclagem, Trenberth, (1998, 1999)]. O vento próximo à superfície participa dos dois processos. A fonte de umidade em virtude da advecção horizontal pode ser representada de acordo com Peixoto e Oort (1991) como:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla_h q \quad , \quad (3.12)$$

em que \vec{V} é o vetor vento horizontal e q é a umidade específica. ∇_h é o operador gradiente horizontal. Para o caso da relação entre o NEB e o Oceano Atlântico (ao leste), tem-se que \vec{V} (explicado mais pela componente zonal) é, tipicamente, negativo, ao passo que $\nabla_h q$ é positivo (Peixoto e Oort, 1991), pois a umidade específica sobre o mar é, geralmente, maior que sobre o continente. Isso implica que a advecção de umidade tende a ser positiva sobre o NEB. Segundo Rao e Marques (1984), essa é a principal fonte advectiva de vapor para a região.

Por outro lado, a contribuição do fluxo de vapor para a atmosfera, em virtude da evaporação local pode ser representada segundo Garratt, 1992 da seguinte forma:

$$LE = \rho_a L_v C_h |\vec{V}| (q_o - q_a) \quad , \quad (3.13)$$

em que ρ_a é a densidade do ar, L_v é o calor latente de evaporação e C_h é um coeficiente de troca turbulenta de umidade entre a superfície e a atmosfera. O subscrito “a” na umidade específica e na densidade refere-se ao nível do anemômetro e o subscrito “o” refere-se à superfície. Simulações climáticas longas geralmente usam equações do tipo (3.13) chamada de

fórmula aerodinâmica integral para representar os fluxos e umidade entre a superfície e a atmosfera (Rennó et al., 1994 a e b).

As Equações (3.12) e (3.13) trazem termos que exercem papéis importantes na configuração da estação chuvosa, tais como: o vetor vento, a diferença de umidade entre duas regiões, a umidade do solo e a umidade do ar próximo ao solo. Para a discussão sobre que termo contribui mais para a precipitação local o vento representa um duplo papel. O aumento do vento pode aumentar a advecção de umidade, mas também pode induzir mais evaporação. Ao mesmo tempo, o aumento local de umidade devido à advecção pode aumentar q_a na Equação (3.13), diminuindo a evaporação. O papel da umidade disponível para evaporação, representado por q_0 na Equação (3.13), também é fundamental. Tudo isso confere um grau de não-linearidade a relação entre vento próximo à superfície, evaporação e precipitação cuja natureza, do ponto de vista climático, não pode ser facilmente compreendida.

Para uma escala de tempo menor (poucos dias), a modelagem numérica permite uma melhor compreensão dessa interação através do método da separação de fatores proposto por Stein e Alpert (1993). Em seguida, será discutida essa interação entre evaporação local e advecção de umidade para a precipitação do NEB para dois períodos contrastantes: um seco (em 1983) e um chuvoso (em 1986) de acordo com Cavalcanti (2001).

Neste trabalho, será investigado o efeito conjunto da advecção de umidade e do fornecimento local de umidade sobre a precipitação, para simulações numéricas de 48h sobre o NEB. Seguindo-se a metodologia de Stein e Alpert (1993), para cada caso estudado quatro simulações serão executadas, cuja descrição é a seguinte:

No experimento f_0 , o modelo é integrado com umidade do solo inicial igual a zero e com a advecção desligada; no experimento f_1 , o modelo é integrado com solo seco

inicialmente mas com a advecção ativada (esse experimento permite a visualização da contribuição da advecção em um caso em que a contribuição da evaporação local é inicialmente nula); no experimento f_2 , a advecção é desligada e a umidade do solo é estabelecida em um valor inicial (40% e 80%), de modo que o efeito da contribuição local é isolado). No quarto experimento, f_{12} , o modelo é integrado com a advecção ligada e com a umidade do solo no mesmo valor de f_2 , de modo que a interação não-linear entre evaporação local e advecção pode ser avaliada.

A dedução do método pode ser encontrada com detalhes em Stein e Alpert (1993). Os fatores isolados ficam:

$$\hat{f}_1 = f_1 - f_0 \quad , \quad (3.13)$$

$$\hat{f}_2 = f_2 - f_0 \quad , \quad (3.14)$$

e

$$\hat{f}_{12} = f_{12} - (f_1 + f_2) + f_0 \quad (3.15)$$

Portanto, \hat{f}_1 dá a contribuição isolada da advecção de umidade para a precipitação; \hat{f}_2 dá a contribuição isolada da evaporação local para a precipitação e \hat{f}_{12} dá a contribuição da interação não-linear entre eles.

Os experimentos foram realizados para dois períodos distintos, um período seco de 1983 e um período chuvoso de 1986. Foram testados dois valores de umidade inicial do solo, para cada ano: 40% e 80%. Como os experimentos f_0 e f_1 são realizados com umidade inicial igual a zero, para cada ano, foram realizados um total de seis experimentos.

Do ponto de vista prático o efeito de umidade inicial que se busca aqui, representa casos em que o solo está inicialmente muito seco, como que seguindo-se a uma grande estiagem (caso de 0%), moderadamente seco, como que seguindo-se a um pequeno veranico (40%) e como que seguindo-se a uma forte chuva (80%).

A integração iniciou às 00:00UTC do dia 01 de março, para os dois períodos em estudo [seco (1983) e chuvoso (1986)] tal dia foi escolhido aleatoriamente, sem levar em consideração qualquer tipo de fenômeno que tenha ocorrido nesses dias. As coordenadas centrais da grade foram 10° S e 34° W. O espaçamento de grade nas direções x e y foi de 40 km (com 60 pontos na direção x e 40 pontos na direção y). Esse domínio abrange boa parte do Oceano Atlântico próximo à costa leste do NEB e a metade leste do NEB. O passo de tempo foi de 60 s. O solo foi escolhido do tipo 5 (Franco) e a vegetação do tipo 17 (Arbusto Temporário) para toda área de estudo. Durante a integração, o RAMS assimilou as “reanálises” do NCAR/NCEP, com forçamento nos cinco pontos laterais “nudging” de uma hora e, no centro do domínio, “nudging” de seis horas.

A versão do RAMS aqui usada foi a 3b, instalada no Laboratório de Modelagem e Desenvolvimento (LMD) do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal da Paraíba.

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A precipitação do NEB apresenta muitas facetas que são caracterizadas pela maneira como o vento se relaciona com o relevo local. A Figura 4.1 apresenta a topografia da região. Essa figura apresenta também o contorno dos estados do NEB.

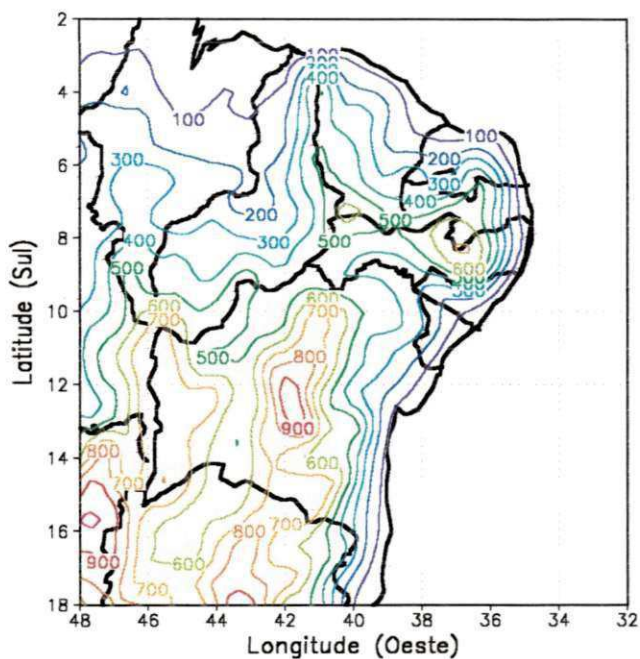


Figura 4.1- Topografia e contorno dos Estados do NEB (intervalo de 100m)

4.1 – Análise Harmônica para o Vento e Precipitação Mensal

Os valores da contribuição do harmônico anual para a variância, tanto do vento quanto da precipitação, apresentados abaixo, são significativos aos níveis de 1% e 5%, de acordo com o teste de Fisher, para o qual uma boa discussão sobre a sua formulação e utilização pode ser encontrada em Silva (1992).

A Figura 4.2 mostra a contribuição do harmônico anual à variância da precipitação. A figura confirma a climatologia dos sistemas que atuam na região. Enquanto na parte norte da região apresenta um forte ciclo anual, as porções leste e sul apresentam baixa contribuição ao ciclo anual. Isso porque a porção norte é mais caracterizada pela influência da ZCIT, cujo período de migração para a região é bem definido (Uvo, 1989). Já as porções que apresentam menor contribuição, estão sujeitas a uma maior variabilidade de sistemas meteorológicos, em diferentes épocas do ano, como por exemplo: Recôncavo Baiano que chove quase o ano inteiro e apresenta contribuição do harmônico anual muito baixa.

Na parte sul do NEB, por exemplo, o ciclo anual é bastante afetado pela penetração de sistemas frontais. A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um dos fenômenos que atuam nessa região. Quando a ZCAS atua na região, causa modificação no regime de chuvas do NEB, principalmente no estado da Bahia (Satyamurty e Pezzi, 1998).

A contribuição do harmônico anual é baixa nas regiões onde a combinação de diferentes mecanismos de precipitação (orográfica, convectiva e frontais) atua. Isso é evidente do lado leste da Chapada Diamantina e Planalto da Borborema (Figura 4.2).

O ciclo anual é também marcante para as estações do Maranhão e Piauí. Entretanto, deve ser lembrado que a distribuição dos postos pluviométricos sobre esses Estados é mais escassa, conforme a Figura 3.1.

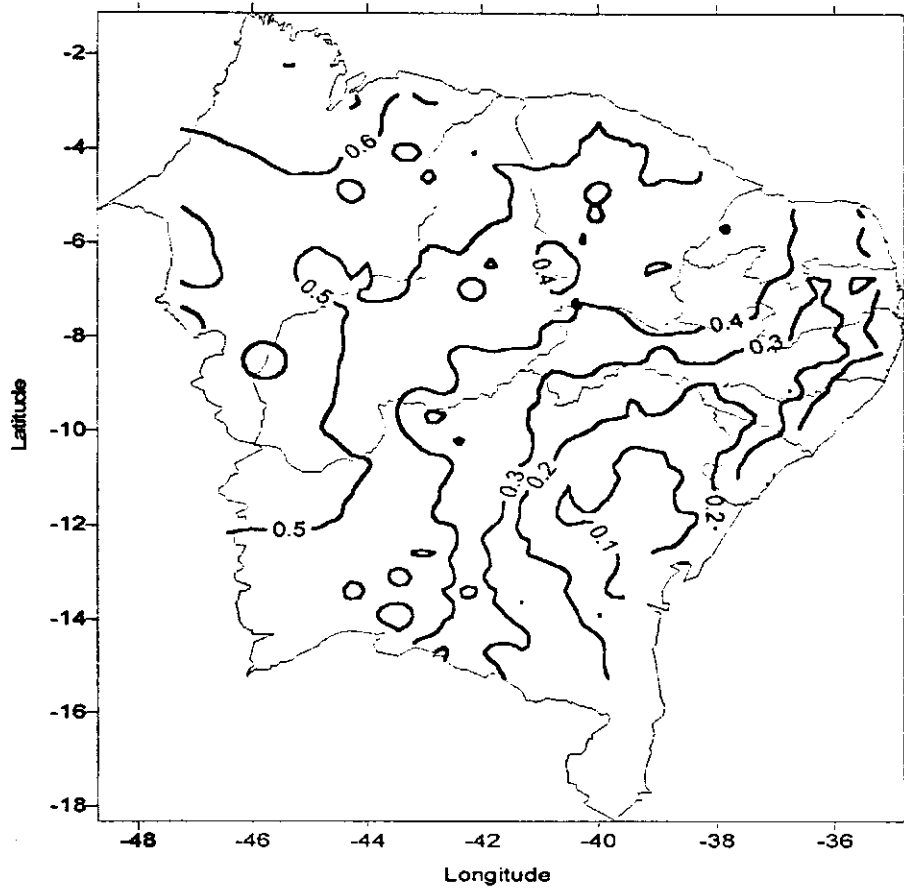


Figura 4.2- Contribuição do harmônico anual para a precipitação no NEB.

A média total e anual de precipitação mostra marcantes variações de localidade para localidade, variando de 500 a 700mm na região semi-árida, enquanto na região costeira recebe mais que 2000mm (Kousky e Chu, 1978).

Para a maior parte do NEB, o máximo de precipitação concentra-se nos meses de fevereiro, março e abril (Figura 4.3), os quais são representados pelas linhas de contorno 2, 3 e

4. O setor central oeste e leste, em sua maioria, recebe suas precipitações máximas no final do verão, especialmente no início do outono, ou seja, na estação de transição entre verão e inverno. Na região sul, o máximo de precipitação ocorre de dezembro a março. Enquanto as partes norte e nordeste apresentam máximos de precipitação em torno de fevereiro, março e abril. As linhas de contorno 3, 4 e 8 observadas sobre o sul do Piauí e norte da Bahia são devidas a característica da interpolação e não têm significado físico.

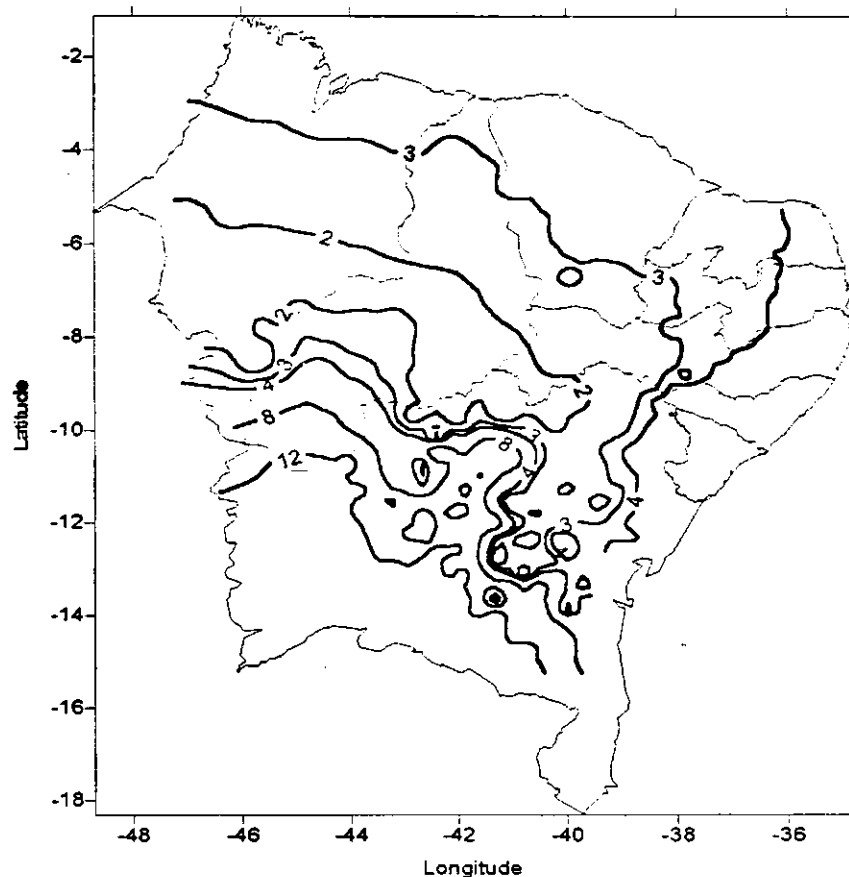


Figura 4.3- Meses de ocorrência do harmônico máximo anual de precipitação sobre o NEB.

A contribuição do harmônico anual para a variância do vento próximo à superfície é significativa para maior parte do NEB (Figura 4.4). No Piauí, oeste de Pernambuco, Paraíba, Rio Grande do Norte e norte do Maranhão, a contribuição do harmônico anual chegou a 70 %,

enquanto no norte do Ceará apresenta uma contribuição superior a 80%. Para o sul da Bahia e leste do NEB a contribuição diminui ligeiramente, mas não deixa de apresentar valores significativos.

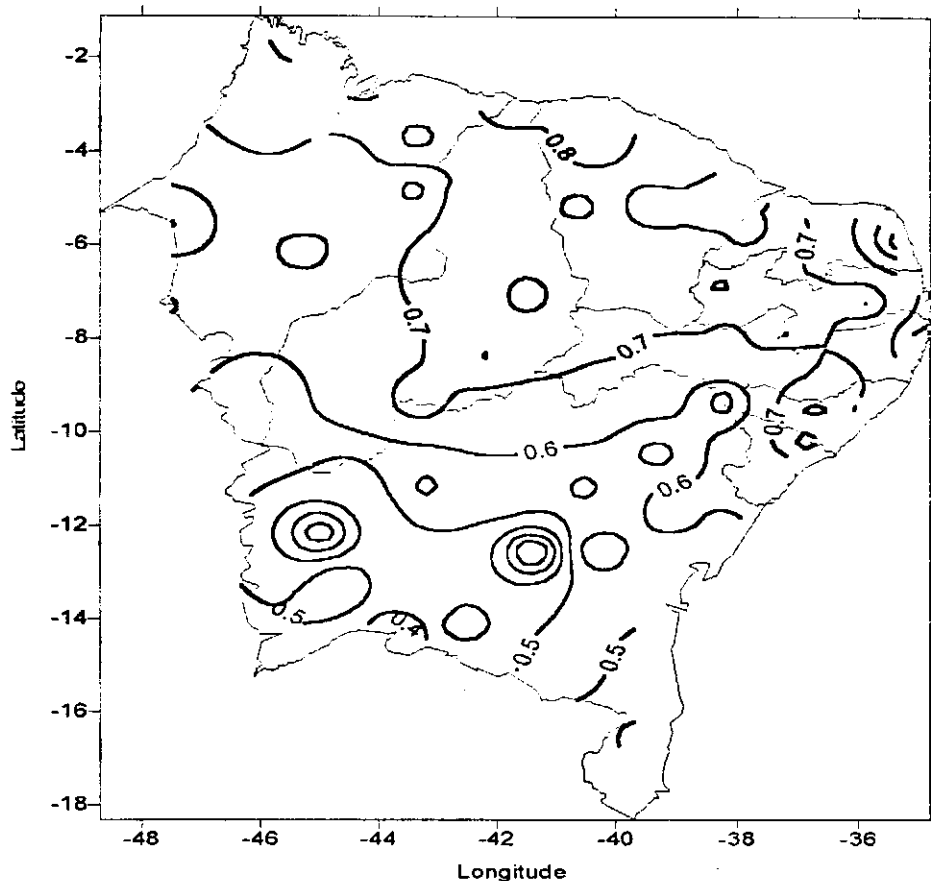


Figura 4.4-Contribuição do Harmônico Anual para o Vento à Superfície.

Ao contrário da precipitação, o vento é mais intenso, na maior parte do NEB, em meados do segundo semestre (Figura 4.5). Nas regiões litorâneas do Piauí, Maranhão, Bahia, bem como no oeste de Pernambuco e noroeste do Ceará, o vento mostrou-se com um máximo no mês de setembro, o que está de acordo com o resultado de Correia (2000). Enquanto no norte do Ceará, sul e nordeste da Bahia, no Rio Grande do Norte e Paraíba, o mês de vento

máximo foi outubro. Nos estados de Alagoas e Sergipe o mês de novembro é considerado o mês de vento máximo.

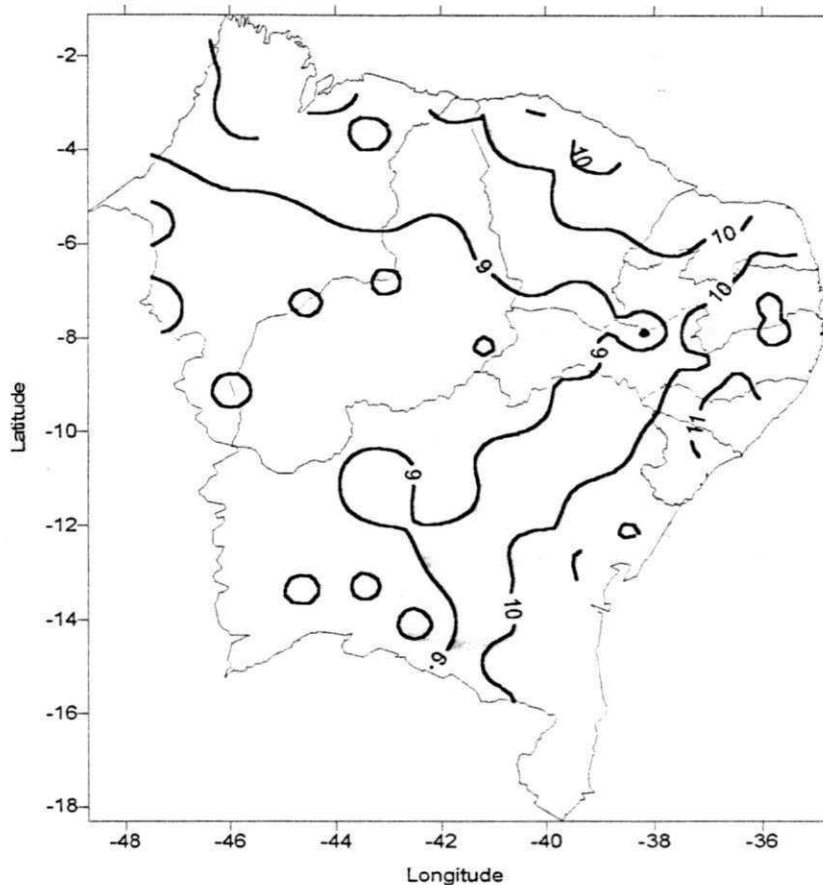


Figura 4.5 - Mês de ocorrência do máximo do harmônico anual do vento sobre o NEB.

Um aspecto interessante dessa análise é que, do ponto de vista do ciclo anual, a precipitação e o vento estão defasados de aproximadamente seis meses para a maior parte do NEB. Isso significa que, de forma geral, o vento tende a ser máximo quando a precipitação é mínima e vice-versa.

4.2- Simulações Numéricas com o RAMS

O ano de 1983 foi um ano de El Niño, considerado, na literatura, como anômalo por sua intensidade, efeitos climáticos globais e também por seu desenvolvimento inicial anormal (Galvêncio, 2000). Quando ocorre um episódio de El Niño, a evaporação sobre o Pacífico Leste Equatorial aumenta, esse aumento provoca movimentos convectivos que transportam umidade para os altos níveis da atmosfera, formando nuvens e causando precipitação acima do normal sobre o Pacífico, próximo à costa do Peru. Tal efeito provoca, dentre outras conseqüências, uma circulação com um ramo descendente sobre a Nordeste. Com isso há inibição na formação de nuvens, causando redução na precipitação, podendo, inclusive, causar secas severas.

4.2.1 - Simulações para um período seco

O período seco escolhido para simulação é o que se inicia em 01 de março às 00 UTC de 1983. A Figura 4.6 mostra o campo de razão de mistura inicial para o período. Pode-se observar que no interior do NEB a umidade mostra valores baixos em relação a costa. Enquanto por volta da costa apresenta um valor em torno de 19 g kg^{-1} , no interior de Pernambuco encontram-se valores em torno de 12 g kg^{-1} .

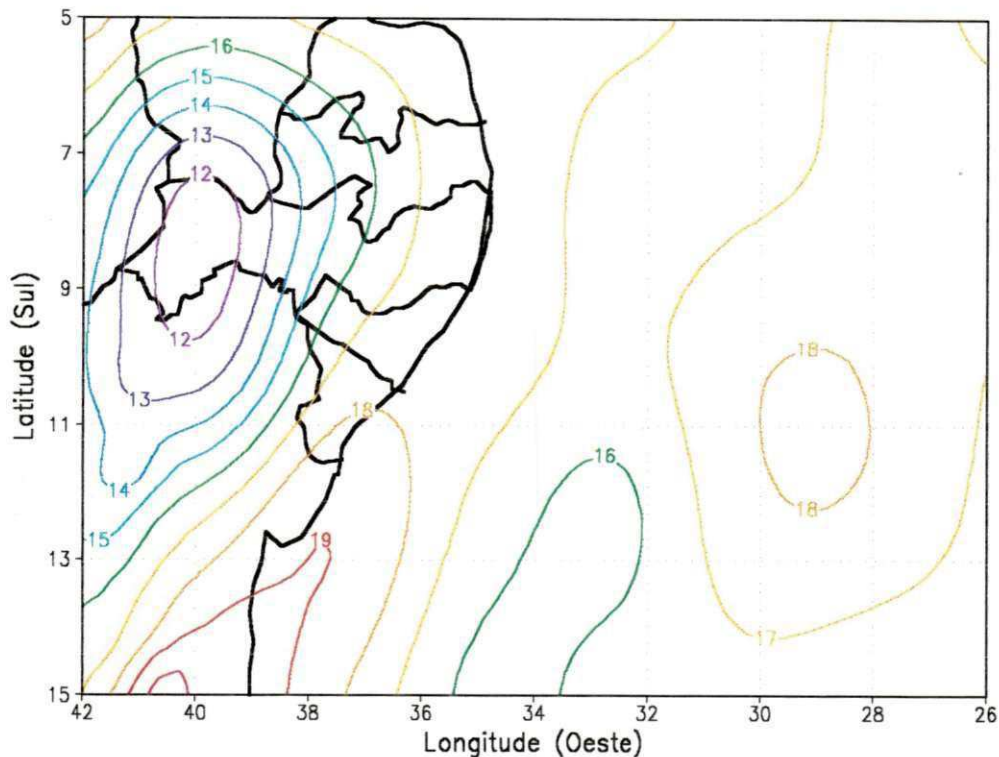


Figura 4.6- Razão de mistura inicial para o experimento do período seco (1983). (intervalo de 1 g kg^{-1}).

A Figura 4.7 mostra a precipitação acumulada para 48 h de simulação. Nessa simulação, o solo apresenta-se, inicialmente, sem umidade. A precipitação sobre o continente dependerá principalmente da advecção de umidade do oceano. A precipitação concentra-se, principalmente, sobre o litoral nordestino. Com valores em torno de 8 mm no litoral da Paraíba e de Pernambuco e 4 mm no litoral da Bahia.

Note-se que a distribuição da precipitação acumulada é coerente com o campo de umidade inicial mostrado na Figura 4.6.

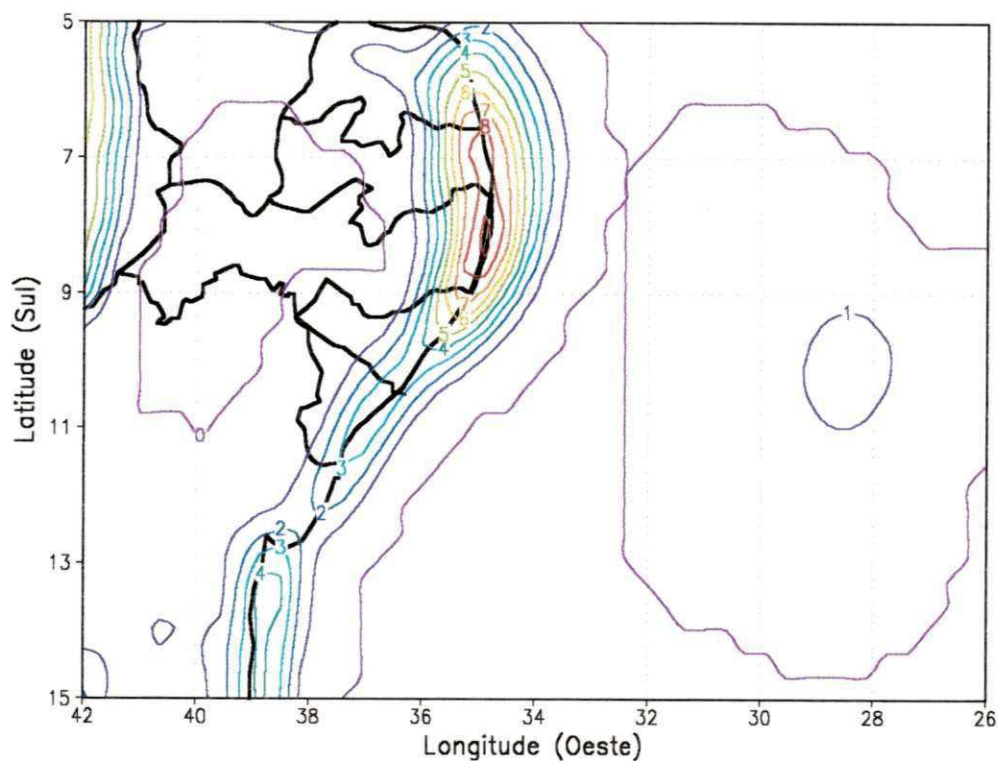


Figura 4.7 - Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo inicialmente seco (intervalo de 1mm).

A Figura 4.8 apresenta a precipitação acumulada após 48 h de integração para o caso em que, inicialmente, o solo apresenta-se com 40% de umidade. Pode-se notar que não há diferenças significativas para o NEB como um todo em relação ao caso anterior, com exceção da Bahia, que apresenta valores de precipitação acumulada ligeiramente maiores no interior, e no litoral de Sergipe.

Para a simulação com umidade inicial do solo em 80% (Figura 4.9), os valores da precipitação acumulada elevam-se, chegando a 14mm no litoral da Paraíba e Pernambuco e

10mm na costa da Bahia. Para este experimento, observa-se um aumento da precipitação no interior do NEB, chegando a 10mm de precipitação acumulada nos Estados do Ceará e da Bahia.

Para os três experimentos, observa-se que a precipitação concentra-se na região costeira do NEB. Tal comportamento é ditado pela dinâmica de grande escala e distribuição de umidade sobre a região. Durante a simulação, a atmosfera esteve caracterizada pela presença de um VCAS com núcleo sobre o oceano o que favoreceu a organização da convecção próximo à região costeira, principalmente nos estados mais ao leste do NEB.

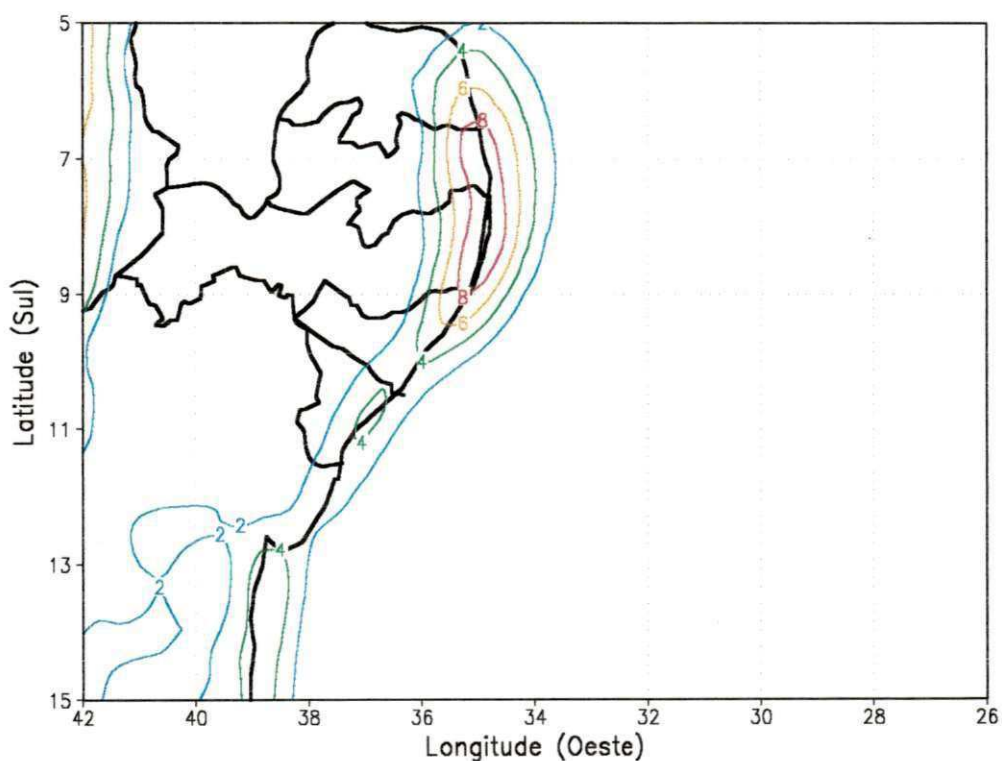


Figura 4.8 - Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo com umidade inicial de 40 % (intervalo de 2mm).

Como as condições da atmosfera e do oceano são as mesmas para os três experimentos, o experimento com solo inicialmente seco pode ser interpretado como uma situação correspondente à que segue a uma longa estiagem; o experimento com 40% de umidade inicial pode ser imaginado como um correspondente a alguns dias sem chuva, enquanto que o experimento com umidade inicial de 80 % pode ser imaginado como uma situação seguinte a uma chuva forte na região.

A comparação das Figuras 4.7, 4.8 e 4.9 mostra que a atmosfera não é muito sensível à umidade inicial do solo se esta é menor ou da ordem de 40 %. Já para um solo mais úmido, a importância da umidade do solo para um período seco mostra-se mais evidente.

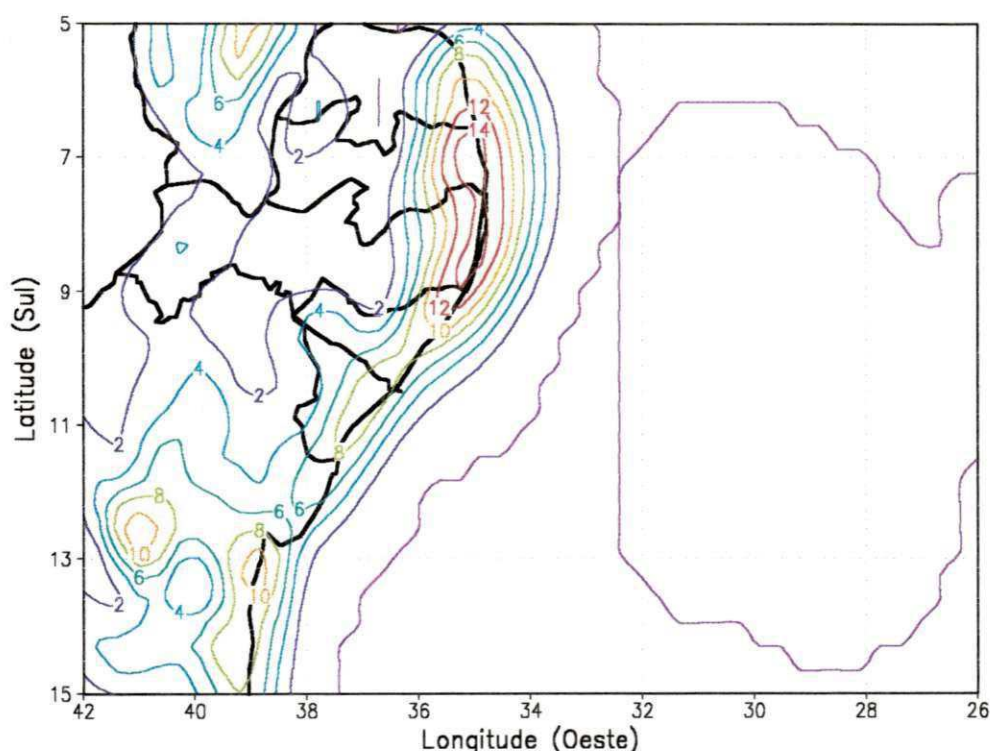


Figura 4.9- Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo com umidade inicial de 80 % (intervalo de 2mm).

É interessante que se compreenda como a advecção de umidade e a evaporação local contribuem para a configuração do padrão de precipitação observado nas Figuras 4.8 e 4.9. A Figura 4.10 mostra o fator \hat{f}_1 . Neste fator, isola-se o efeito da advecção de umidade, ou seja, considera-se que o solo inicialmente é seco, para obter-se a contribuição da advecção para a precipitação. Percebe-se que nos locais onde encontram-se os maiores valores de precipitação acumulada (Figuras 4.8 e 4.9), a contribuição da advecção mostra-se positiva, enquanto que na região oceânica adjacente, a contribuição apresenta-se negativa, indicando que a umidade necessária para que haja precipitação no litoral é advectada do oceano. Isso é muito comum em anos secos, como é o caso de 1983, pois o solo não tem umidade necessária para que se tenha um ciclo hidrológico bem definido, daí a importação da advecção de umidade.

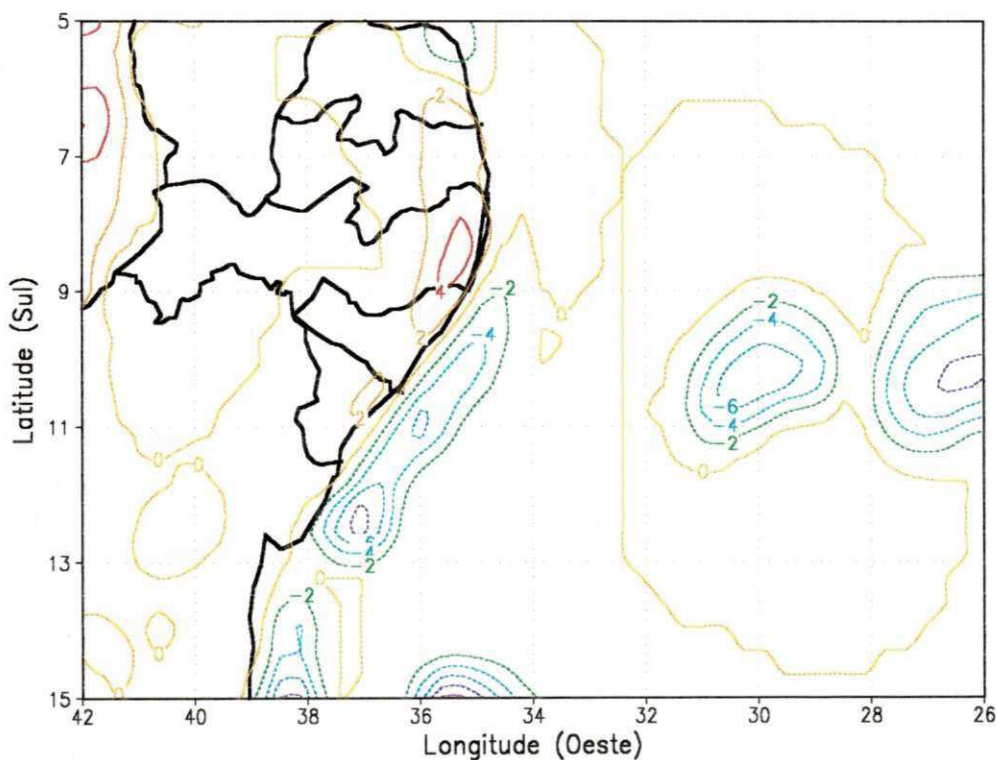


Figura 4.10 - Contribuição isolada da advecção para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 2mm).

A Figura 4.11 apresenta o fator \hat{f}_2 para 40 %. Nesse caso, a advecção não participa do processo, ou seja, a precipitação depende somente da contribuição da umidade do solo, estipulada, inicialmente em 40%. Pode ser percebido que no litoral onde se encontram os maiores valores de precipitação acumulada, a contribuição da umidade existente no solo não é muito significativa, o que se mostra diferente para o sudeste da Bahia, onde a contribuição da umidade do solo para a evaporação local é responsável por quase a totalidade da precipitação observada na Figura 4.8.

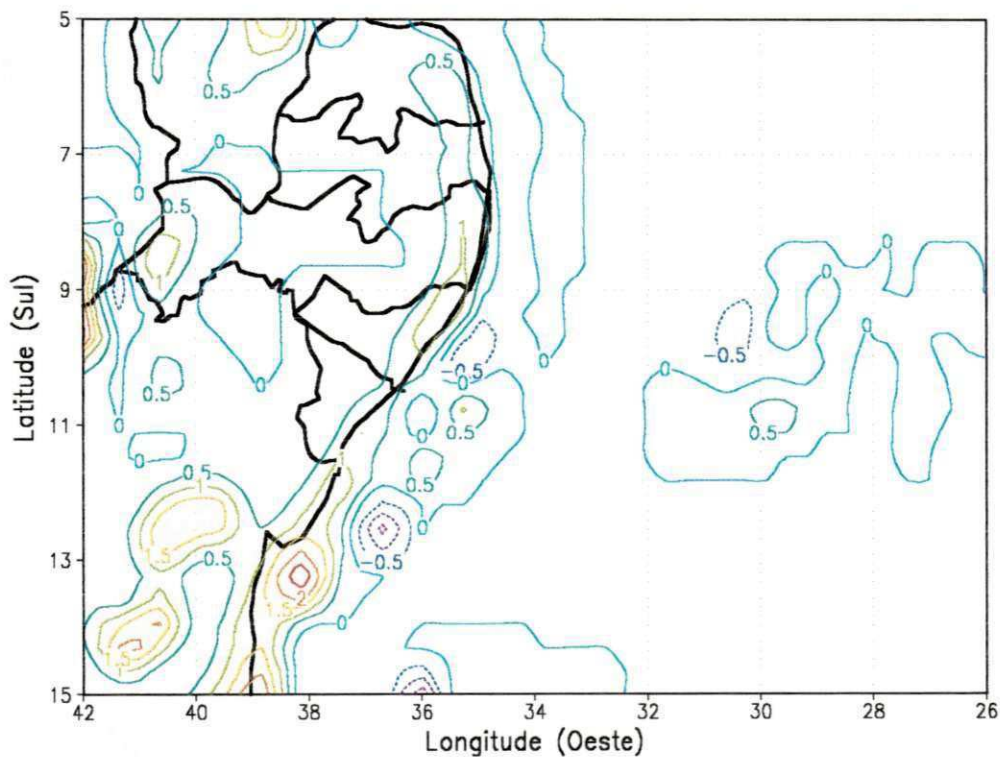


Figura 4.11- Contribuição isolada da umidade do solo inicial em 40% para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 0,5 mm).

Quando se analisa o fator \hat{f}_{12} para umidade inicial de 40%, que representa a contribuição da interação não-linear entre os efeitos da advecção de umidade e da umidade inicial do solo para a precipitação sobre o NEB (Figura 4.12), percebe-se que o efeito dessa interação é negativo nos locais onde são encontrados os maiores valores de precipitação acumulada, isto é, a região costeira.

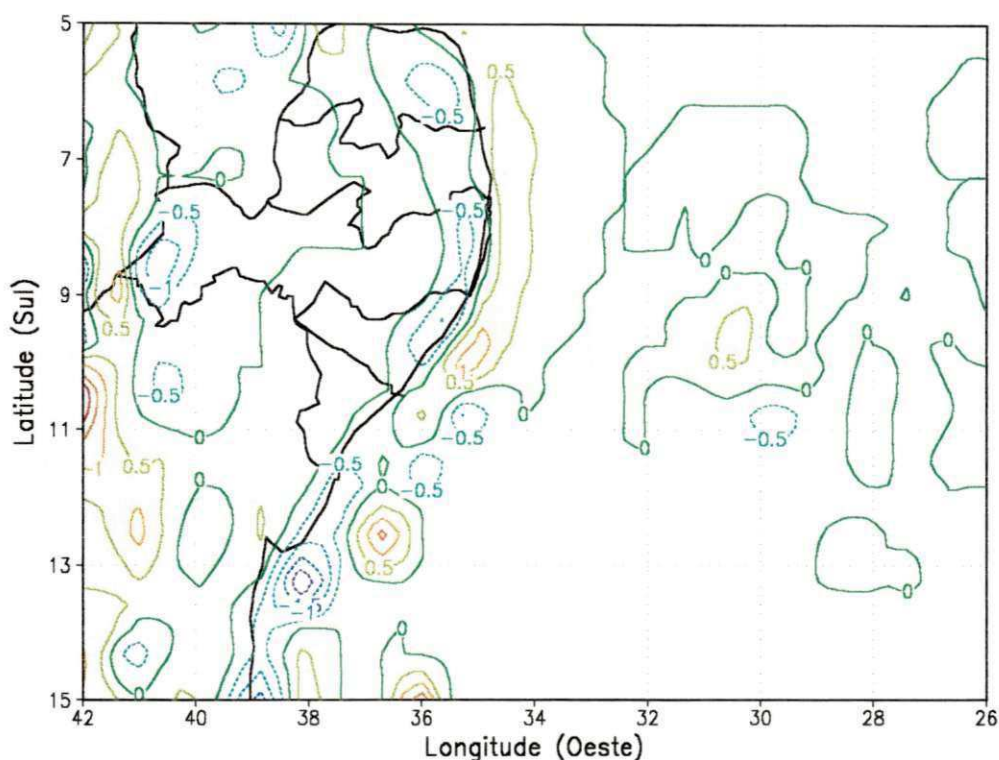


Figura 4.12 – Contribuição da interação não-linear entre advecção e umidade do solo (40 %), para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 0,5 mm).

Valores negativos dessa interação significam, fisicamente, que a umidade que é evaporada em um local é advectada para outro local. Um aspecto interessante dessa interação é que ela tende a ser positiva no lado leste das serras paralelas à costa do NEB (veja-se a

Figura 4.1). Isso sugere uma interação positiva entre advecção, evaporação local e forçante mecânico em regiões de terreno inclinado, conforme discutido por Souza et al. (2000).

A Figura 4.13 apresenta o fator \hat{f}_2 para 80%. Neste experimento, a advecção é “desligada”, de modo que o efeito da evaporação local para a precipitação, a partir de um valor de umidade inicial do solo de 80%, pode ser isolado. Percebe-se que a tendência dos valores é aumentar generalizadamente sobre todo o NEB. Isso ressalta o que já foi comentado anteriormente sobre a importância do suprimento local de umidade durante um ano seco.

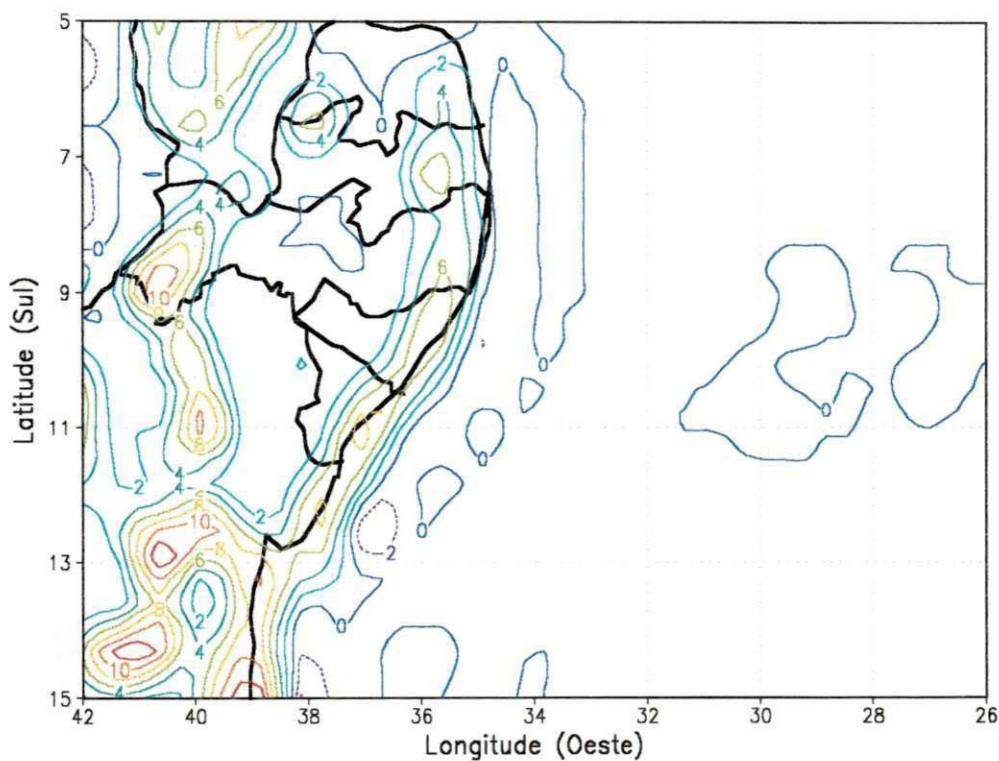


Figura 4.13 – Contribuição isolada da umidade do solo inicial em 80 % para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 2mm).

A interação não-linear entre os efeitos da advecção e umidade do solo, quando se aumenta a umidade inicial para 80%, apresenta-se com altos valores positivos, no extremo

litoral da Paraíba e Pernambuco em torno de 6mm (Figura 4.14). Esse efeito, denota mais uma interação positiva sobre o oceano próximo à costa. Entretanto, mais uma vez fica evidenciado que a interação entre evaporação local e advecção de umidade para a precipitação tende a ser positiva quando favorecida por um forçante mecânico devido à inclinação das Serras.

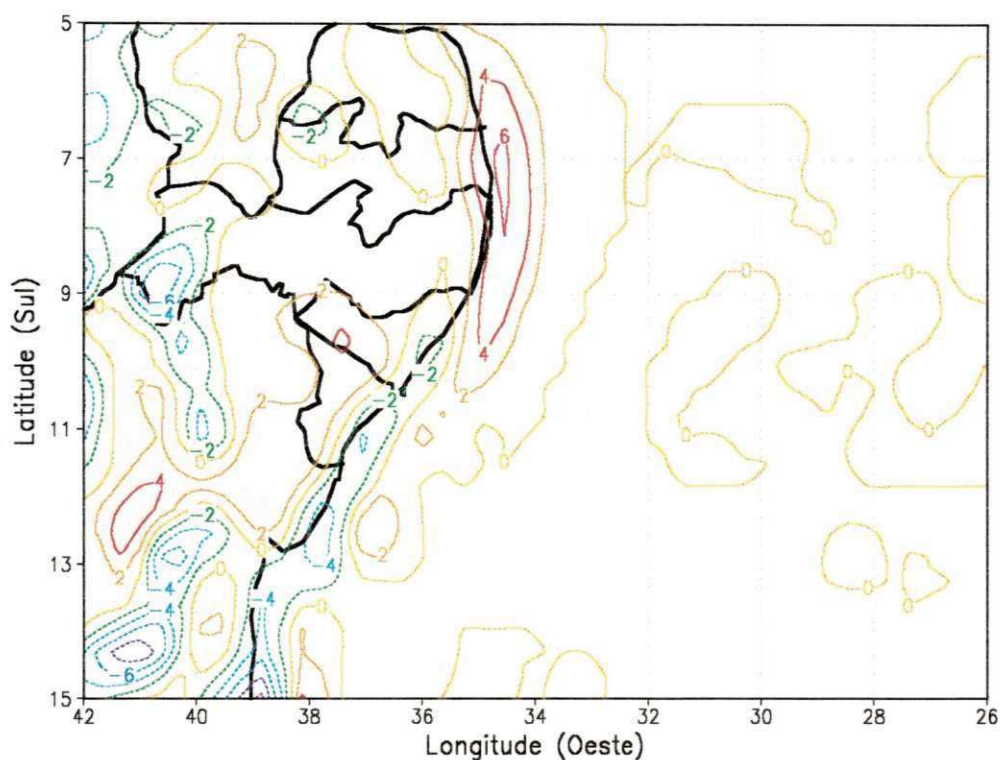


Figura 4.14 – Contribuição da interação não-linear entre advecção e umidade do solo (80%), para a precipitação acumulada após 48h (intervalo de 2mm).

4.2.2 - Simulações para um período chuvoso

O ano de 1986 é considerado como um ano chuvoso. Cavalcanti (2001) mostrou que, para todo o período chuvoso, o desvio de precipitação foi positivo. Os experimentos apresentados em seguida referem-se a uma integração de 48h a partir de 01 de março de 1986.

A Figura 4.15 mostra a razão de mistura para o início da integração (00 UTC). Pode-se observar que a umidade apresenta valores significativos para todo NEB, com valores superiores a 18g kg^{-1} .

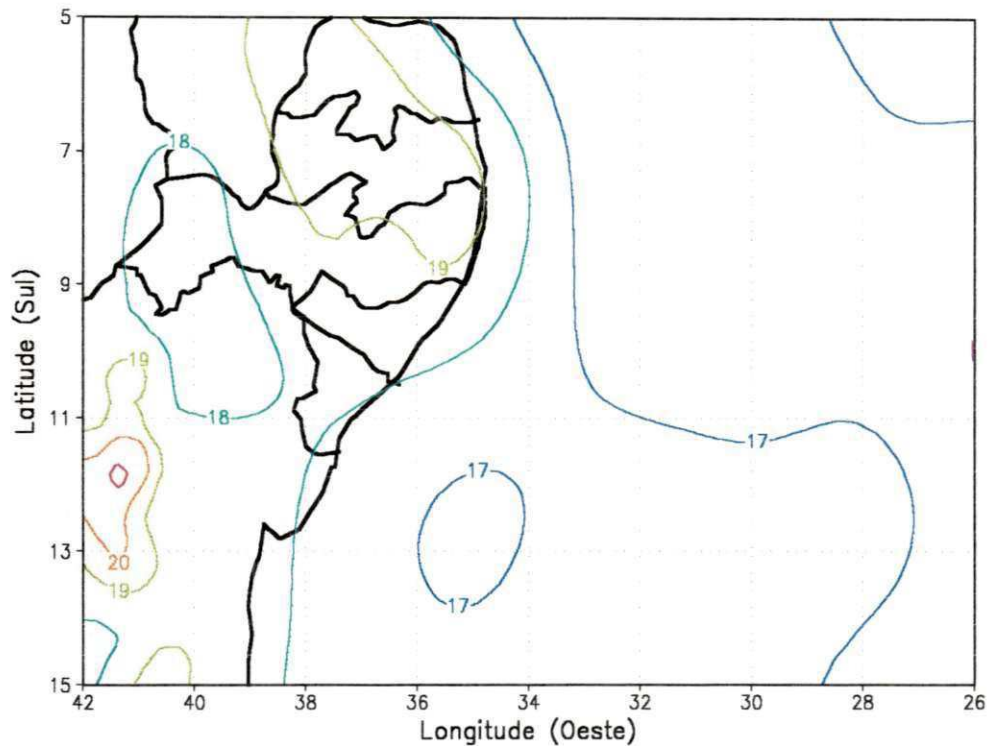


Figura 4.15- Razão de mistura inicial para o experimento do período chuvoso (1986) (intervalo de 1g kg^{-1}).

A Figura 4.16 mostra a precipitação acumulada no experimento no qual o solo encontra-se inicialmente seco. Pode-se observar uma boa distribuição de precipitação para a maior parte do NEB, com várias regiões apresentando um total acumulado de mais de 14mm. Ao contrário de 1983, valores elevados de precipitação ocorreram não só nas proximidades da costa, mas também no interior da Bahia, Paraíba e Ceará.

Novamente, a distribuição de precipitação está coerente com a umidade inicial da atmosfera.

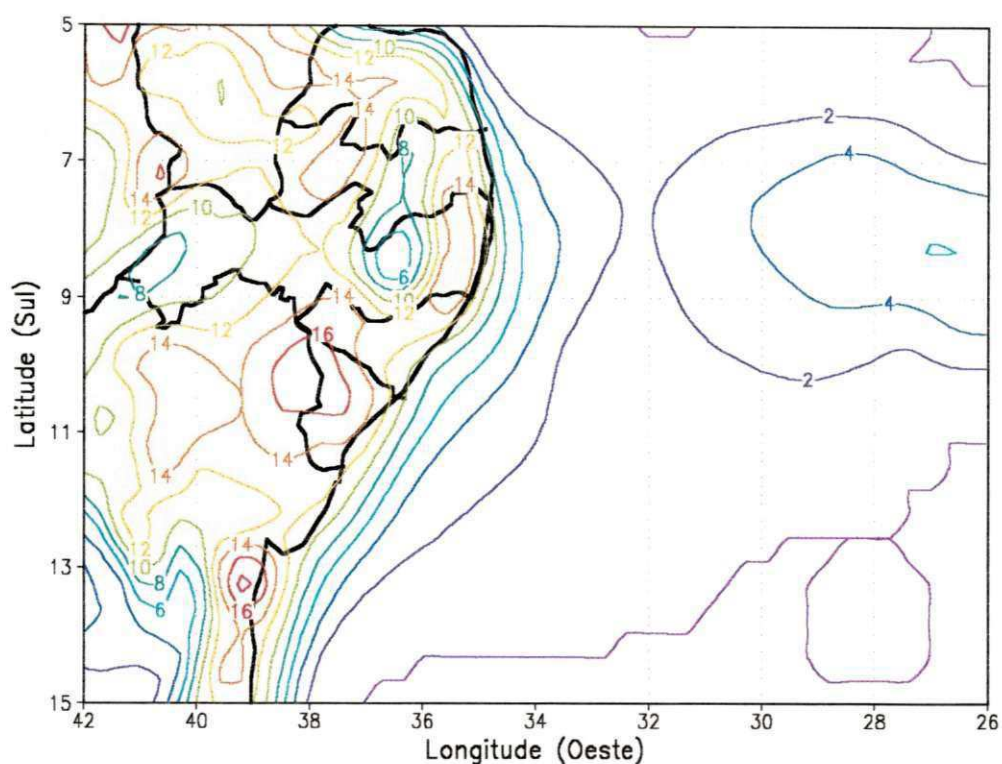


Figura 4.16 - Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo inicialmente seco. (intervalo de 2mm)

A Figura 4.17 mostra a precipitação acumulada após 48h, com a umidade do solo inicialmente em 40%. Como no caso de 1983, a distribuição de precipitação é muito semelhante à do experimento com solo seco. Não obstante, um exame mais acurado mostra que houve um pequeno aumento na precipitação ao longo da costa e no Planalto da Borborema e extremo oeste de Pernambuco. Porém, de forma geral, tem-se uma diminuição de mais de 1 mm na intensidade dos núcleos observados no interior da Região e de até 2mm no centro-leste do Piauí.

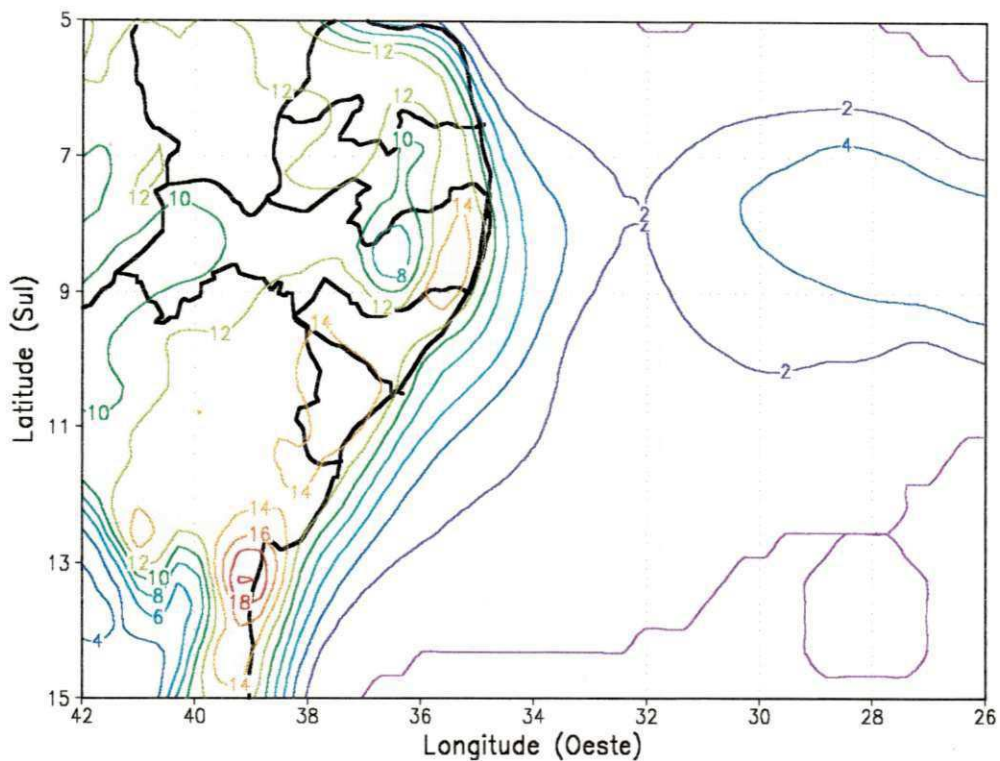


Figura 4.17 - Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo com umidade inicial de 40% (intervalo de 2mm).

A Figura 4.18 traz a precipitação acumulada para o caso em que a umidade inicial do solo é especificada em 80%. Pode-se notar uma substancial redução na precipitação acumulada na parte norte do NEB. Particularmente, no semi-árido de Pernambuco houve uma redução de 10mm, nos outros experimentos, para 3mm. Por outro lado, houve um aumento significativo da precipitação na metade sul do NEB, principalmente na parte sul da Bahia. Houve também aumento da precipitação acumulada em Sergipe e Alagoas. Essa redução de precipitação, apesar do aumento da umidade disponível para evaporação parece um contra-senso e será discutida em maior detalhe mais adiante.

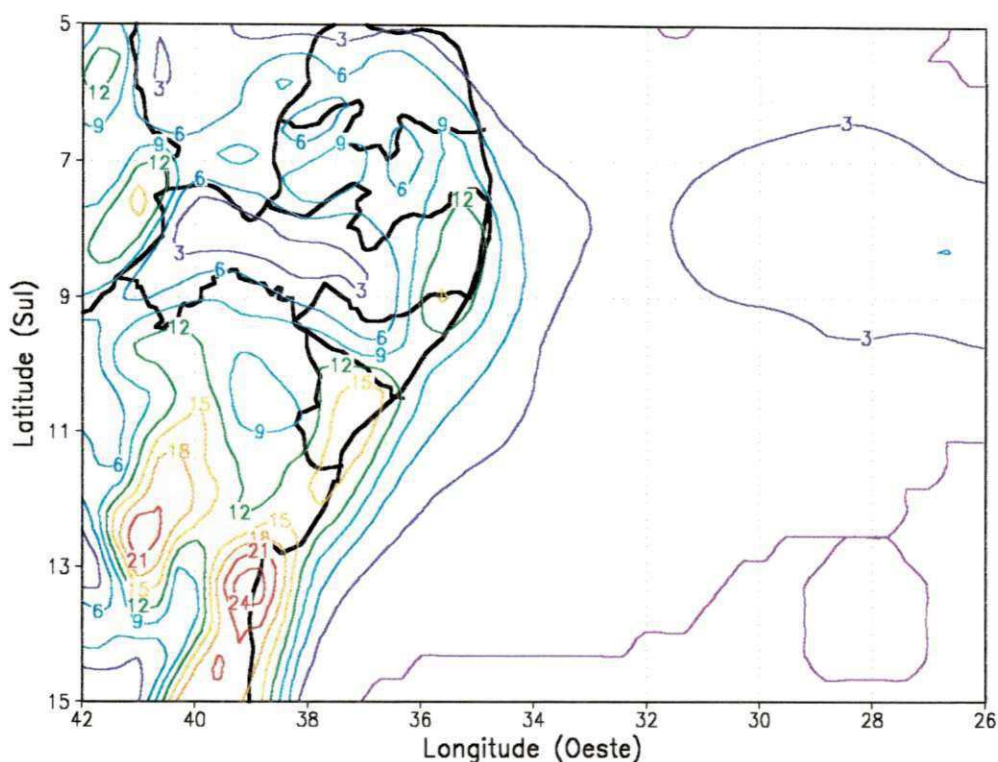


Figura 4.18 – Precipitação acumulada após 48 h de simulação. Solo com umidade inicial de 80% (intervalo de 3mm).

A contribuição isolada da advecção de umidade, para um período chuvoso, considerando-se que o solo é seco inicialmente, é muito importante, conforme mostrado na Figura 4.19. O fato de haver uma predominância de valores negativos sobre o mar e positivos sobre o continente indica que a dinâmica trabalha fortemente no sentido de usar o resultado da evaporação sobre o oceano para converter em precipitação sobre o continente. O fato de haver valores negativos sobre o continente evidenciam que, para um ano chuvoso como 1986, a condição de estabilidade condicional da atmosfera, por si só, pode produzir valores de precipitação superiores aos dos que são produzidos com a ajuda da advecção de umidade.

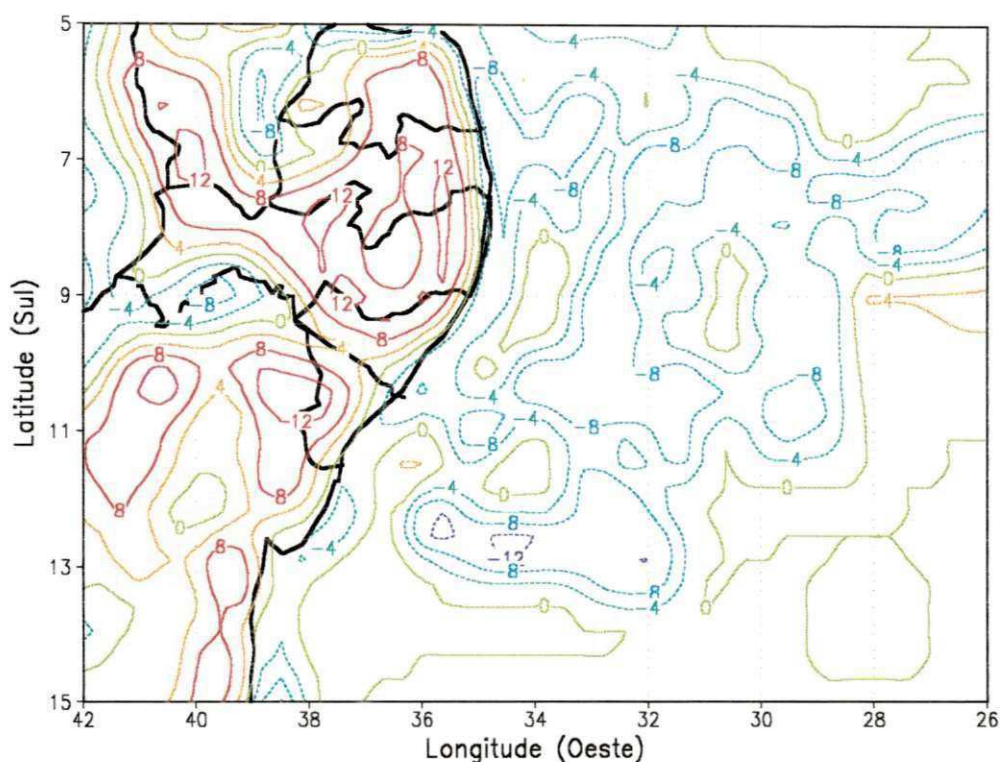


Figura 4.19 – Contribuição isolada da advecção para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 4mm).

O efeito isolado da umidade inicial do solo em 40% para a precipitação acumulada é mostrado na Figura 4.20. Como se poderia esperar, a contribuição da evaporação local, a partir de um conteúdo inicial de 40%, é pequena, salvo alguns núcleos isolados superiores a ± 2 mm. Entretanto, a falta de um padrão definido por uma grande área pode indicar que apenas existe uma diferença de localização entre as regiões com máximos de precipitação nos dois experimentos, sugerindo que o efeito líquido de um aumento de umidade inicial de 0 para 40% pode ser pouco significativo.

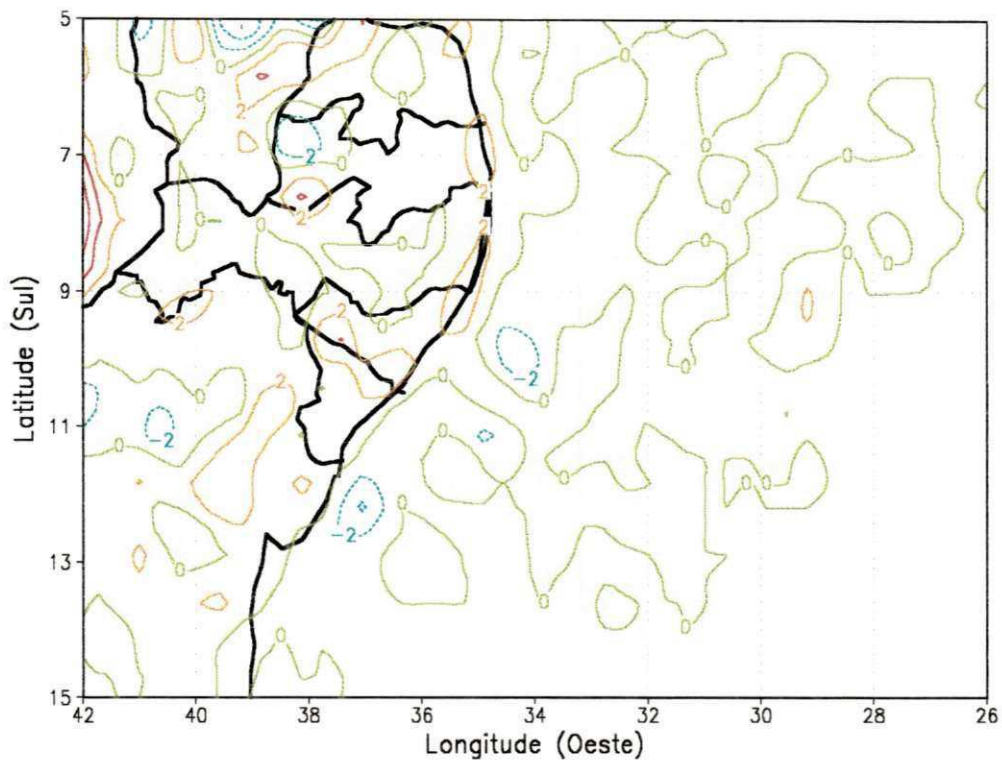


Figura 4.20 – Contribuição isolada da umidade do solo inicial em 40% para a precipitação acumulada após 48 h (intervalo de 2mm).

A interação não-linear entre os efeitos da advecção de umidade e umidade do solo inicial de 40% para a precipitação acumulada é mostrada na Figura 4.21. Fica novamente sugerida uma interação negativa, exceto nas regiões de topografia elevada.

Um detalhe que chama a atenção é o fato de haver predomínio de núcleos negativos em várias regiões, principalmente ao norte de 11° S.

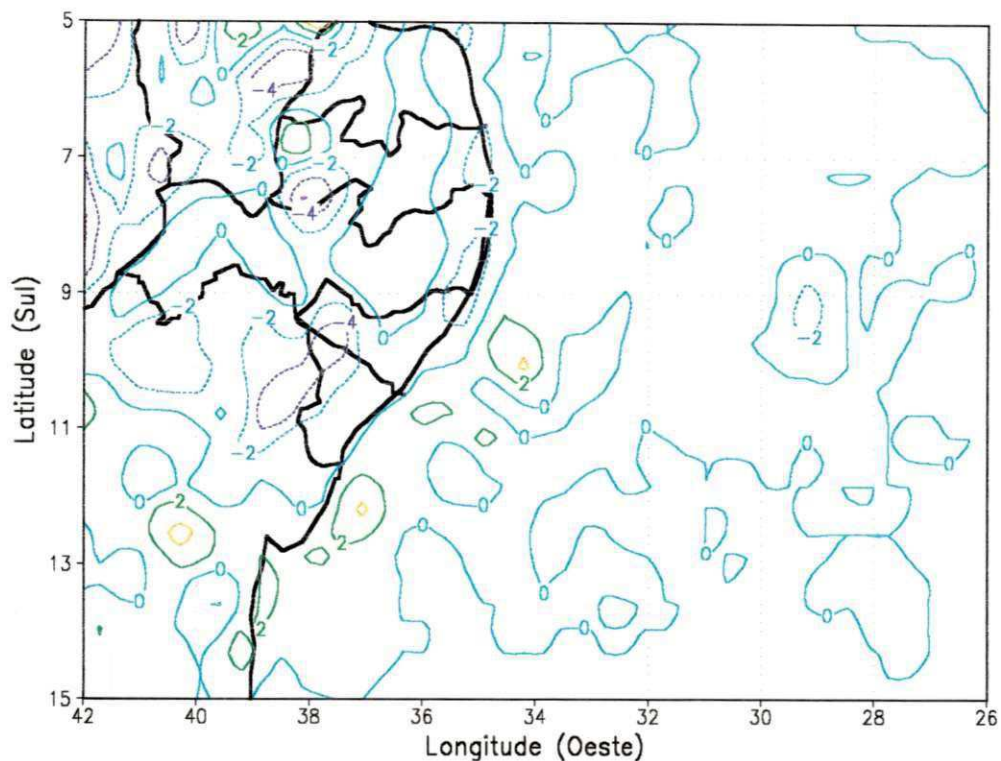


Figura 4.21 – Contribuição da interação não-linear entre advecção e umidade do solo (40 %), para a precipitação acumulada após 48h (intervalo de 2mm).

Coerentemente com o que tem sido observado para o período chuvoso de 1986, o impacto da evaporação local aumenta com o aumento da umidade inicial para 80% (Figura 4.22). Há uma tendência de valores positivos, principalmente a leste das regiões de topografia elevada. Pode-se observar também uma contribuição significativa da evaporação local para a precipitação no sul da Bahia.

Novamente, deve ser ressaltado que, para o período chuvoso de 1986, o isolamento das variáveis em fatores é menos preciso do que para o caso de 1983. Isso se deve ao fato de haver um terceiro fator contribuindo para a precipitação que é a própria umidade já presente na atmosfera.

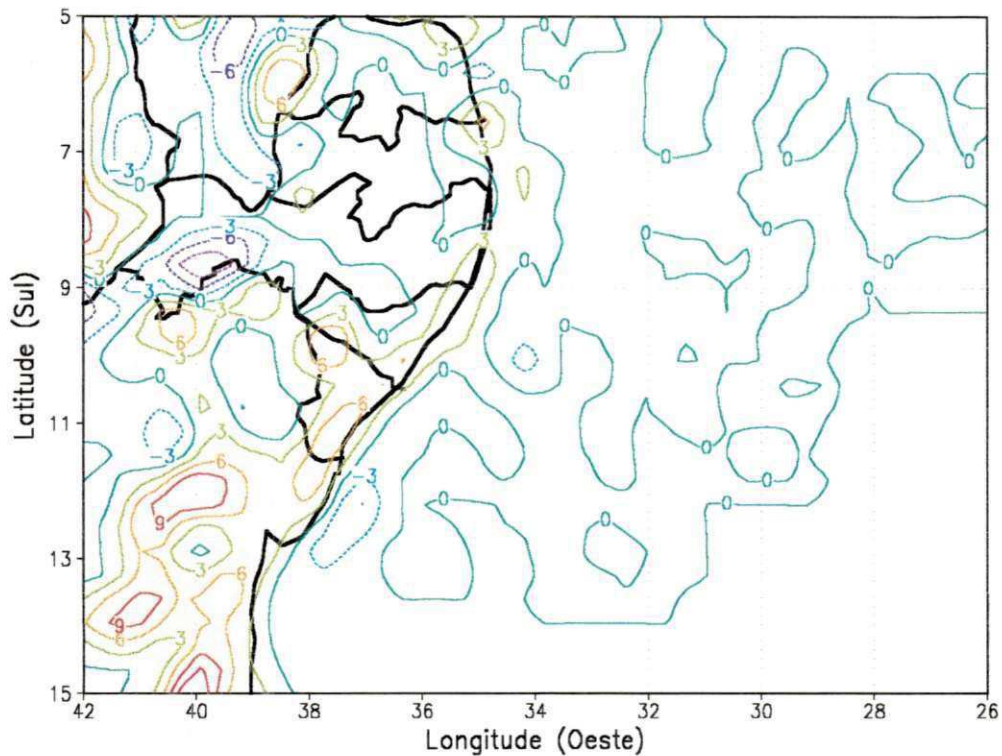


Figura 4.22 – Contribuição isolada da umidade do solo inicial em 80% para a precipitação acumulada após 48h (intervalo de 3mm).

A Figura 4.23 apresenta a contribuição da interação não-linear entre evaporação local e advecção de umidade para a precipitação no caso em que a umidade inicial é de 80 %. Há um predomínio de valores negativos, exceto por uma região na Bahia e outras pequenas nos Estados de Pernambuco, Ceará e Piauí. Não obstante, o resultado da interação sugere que os efeitos são negativos, indicando que, na maior parte dos casos, a evaporação de um lugar tende a ser precipitada em outro lugar.

Há que se lembrar, entretanto, que a área de simulação não abrange a porção oeste do NEB. Assim como a parte leste se beneficia da evaporação do oceano, a porção oeste pode se beneficiar da evaporação que ocorre na porção leste.

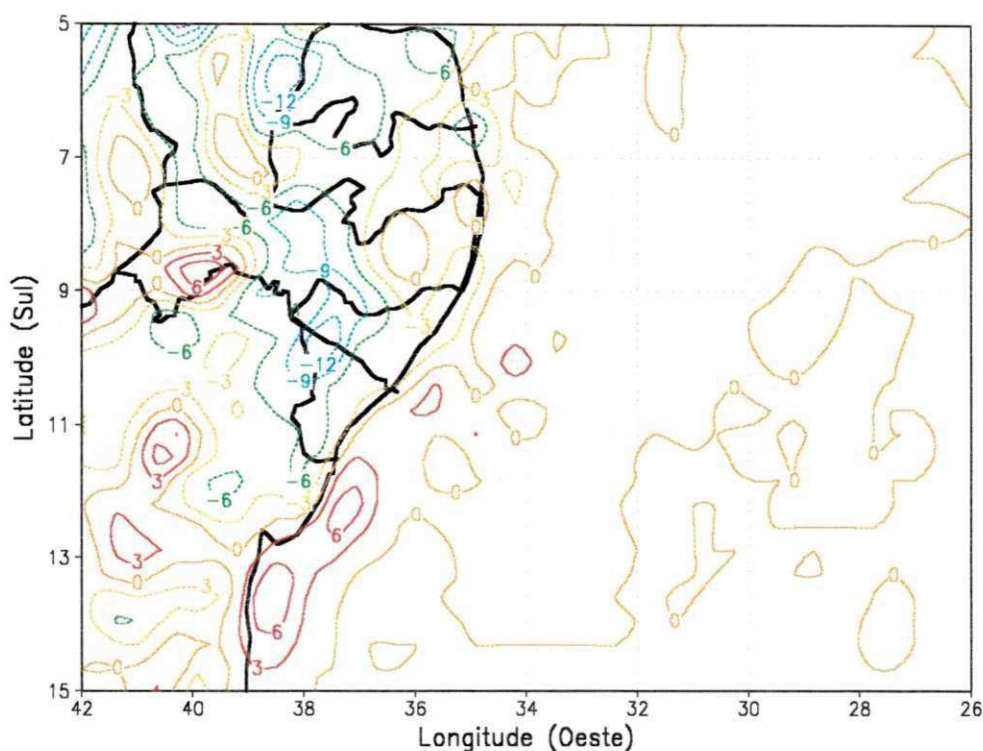


Figura 4.23 – Contribuição da interação não-linear entre advecção e umidade do solo (80%), para a precipitação acumulada após 48h (intervalo de 3mm).

Um aspecto interessante deste trabalho é o fato de mostrar a maneira pela qual a atmosfera lida com a umidade disponível para evaporação no solo em dois períodos distintos. Em um período seco como o de 1983, a atmosfera necessita de umidade e um aumento da oferta de água para evaporação no solo tem um impacto positivo sobre a precipitação.

Para um período chuvoso como o de 1986, os resultados obtidos sugerem que a qualidade de eventos chuvosos depende mais das condições de estabilidade da atmosfera e do suprimento advectivo do que da contribuição local. Este é um resultado que deve ser recebido com certa reserva, dado o caráter preliminar da análise, e deve ser melhor estudado no futuro. Deve ser, inclusive, testado contra observações.

Já foi mostrado um aumento de umidade inicial de 40% para 80% causa uma alteração na distribuição de precipitação (Figuras 4.17 e 4.18). Para evidenciar esse fato, a Figura 4.24 mostra a diferença na precipitação dos dois experimentos (o de 80% menos o de 40%). Há uma nítida diminuição na precipitação sobre o semi-árido de Pernambuco e Ceará e um aumento sobre o sul da Bahia, já mencionado anteriormente.

Do ponto de vista de modelagem numérica, um aumento da umidade próximo à superfície pode produzir nevoeiro e que alteraria o balanço de radiação à superfície.

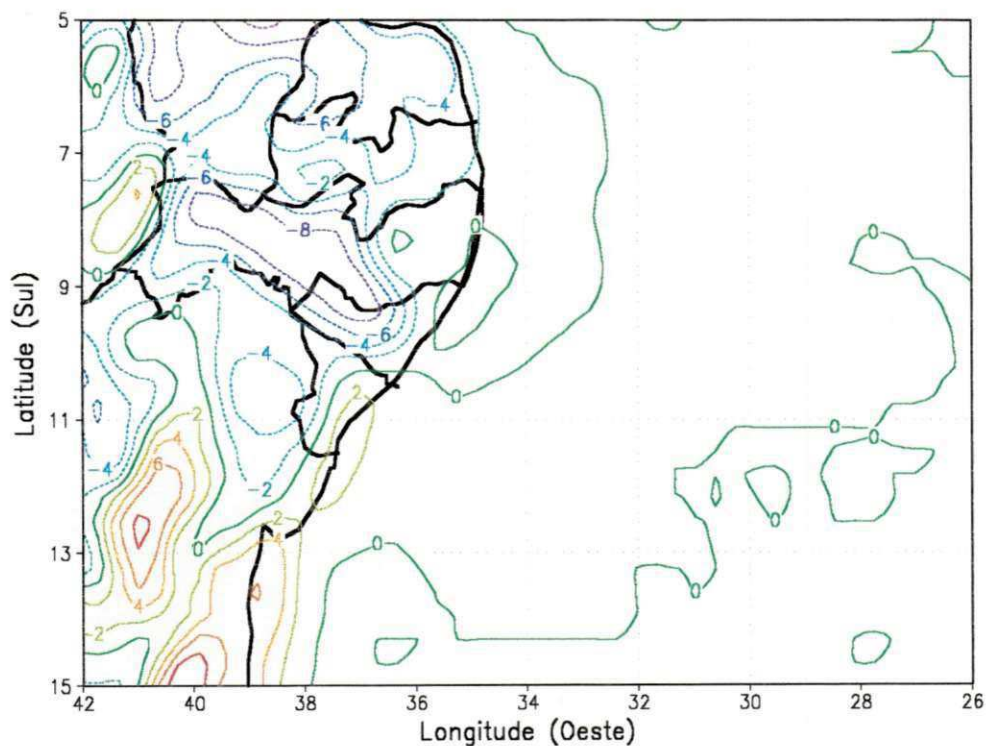


Figura 4.24 – Diferença entre a precipitação acumulada no experimento com umidade inicial de 80% e o de 40%, após 48h (intervalo de 2mm).

Para verificar se havia efeito de nevoeiro, analisou-se a soma do forçante convectivo (fluxo de calor sensível + fluxo de calor latente) para a atmosfera nos dois experimentos. A diferença encontrada foi pequena indicando que a quantidade de radiação solar chegando à

superfície não está sendo afetada pela quantidade de umidade disponível para evaporação no solo. Entretanto, a partição da energia foi alterada, refletindo o fato de que a superfície mais úmida evapora mais que a mais seca.

Em virtude de ter-se evidenciado uma interação não-linear negativa entre a advecção de umidade e o aumento de umidade local, a advecção média de umidade para as 48h de simulação foi calculada e o resultado é mostrado na Figura 4.25. O resultado aparece multiplicado por 86400 de modo que a unidade é $\text{gkg}^{-1}\text{dia}^{-1}$.

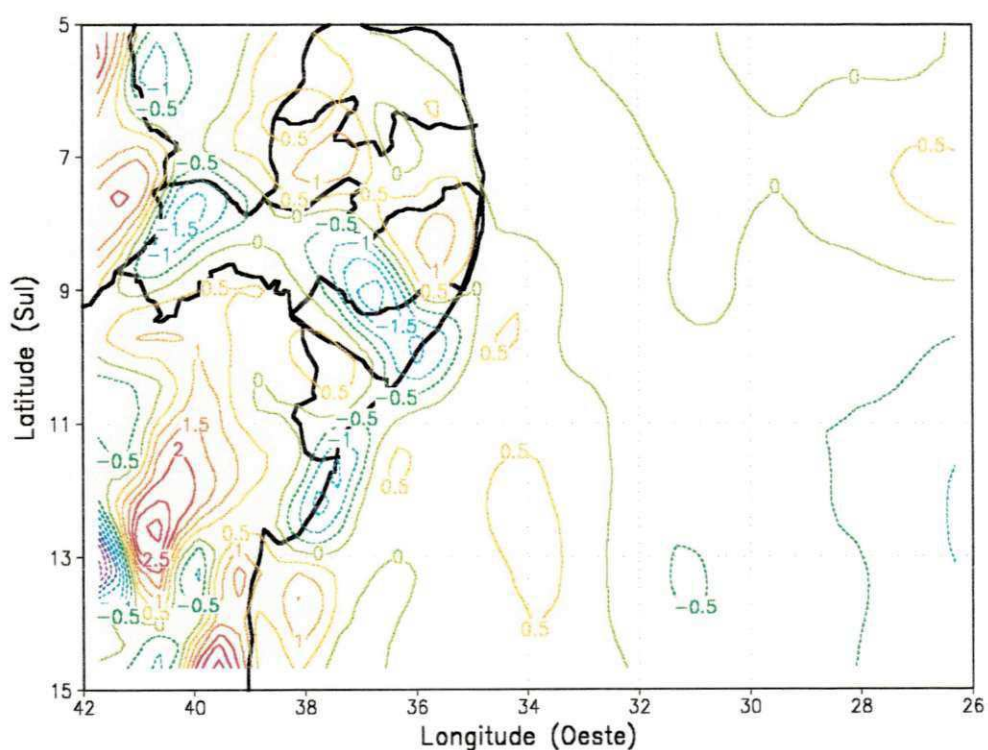


Figura 4.25 – Advecção média de umidade ao longo das 48h de integração do experimento com 80% de umidade inicial (intervalo de $0,5 \text{ gkg}^{-1}\text{dia}^{-1}$).

A comparação entre as Figuras 4.24 e 4.25 indica que grande parte da diferença de precipitação pode ser explicada pela advecção de umidade. Na região ao sul da Bahia, onde se observa aumento da precipitação, a advecção contribui com um aumento que chega a mais de

$2 \text{ gkg}^{-1}\text{dia}^{-1}$ e nas regiões onde se observa diminuição, oeste de Pernambuco e Ceará, a advecção contribui para secar os baixos níveis, inibindo a formação de nuvens convectivas.

Como comentários finais, deve ser lembrado que as simulações realizadas neste trabalho cobrem um período de apenas 48h. É provável que o caráter da interação entre precipitação, evaporação e advecção de umidade tenha outra feição em uma escala de tempo maior. Entretanto, a capacidade de se isolar mais de um fator se reduz para experimentos de maior duração.

Outro ponto que deve ser ressaltado é que as diferenças encontradas entre um ano seco e um ano chuvoso devem estar presentes em qualquer ano, uma vez que, durante um determinado período chuvoso podem ser encontradas configurações típicas de anos secos e de anos chuvosos.

CAPÍTULO 5

5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Neste trabalho, estudou-se do ponto de vista de análise harmônica e de modelagem numérica, a relação entre vento (seu papel na evaporação e advecção) e precipitação sobre o Nordeste do Brasil (NEB). As principais conclusões foram:

– A precipitação e o vento apresentam um forte ciclo anual, principalmente sobre o semi-árido do NEB. Nas regiões onde o ciclo anual é muito forte, a ocorrência do harmônico máximo anual de precipitação e o de vento mostram-se defasados de aproximadamente seis meses. Enquanto o máximo de precipitação ocorre, em praticamente todo NEB, nos meses de fevereiro, março e abril, o máximo de vento ocorre no final do segundo semestre, por volta dos meses de setembro, outubro e novembro, em basicamente todo NEB.

– Para um período seco, como o de 1983, a fonte de umidade para a precipitação a partir da evaporação local é muito importante. Isso implica que os eventos chuvosos serão mais intensos, quanto maior for a umidade inicial disponível para evaporação no solo.

– Já para um período chuvoso, como o de 1986, o modelo mostra que um aumento da umidade inicial disponível para evaporação causa uma diminuição da precipitação, de forma

geral. Isso porque para um período chuvoso, a maior contribuição de vapor para precipitação sobre o continente provém da evaporação sobre o oceano que é advectada para o continente.

– A atmosfera comporta-se de maneira distinta, com relação a disponibilidade de umidade para a evaporação, em casos favoráveis e em condições supressivas. Em 1983 (período seco, mas que também pode caracterizar um período seguinte a uma grande estiagem) a atmosfera necessita de umidade, que poderia vir de um aumento da oferta de água para a evaporação no solo. Já para 1986 (período chuvoso, mas que também poderia representar condições seguintes a eventos chuvosos) a qualidade da precipitação depende mais das condições de estabilidade da atmosfera e do suprimento advectivo do que da contribuição local.

– Essa diferença pode ser atribuída aos efeitos da interação não-linear entre advecção e evaporação para a precipitação, observados na maior parte do NEB. Não obstante, essa interação mostrou-se positiva para precipitação em regiões cuja topografia força movimento ascendente. Isso evidencia a importância da topografia para a caracterização do regime chuvoso da Região.

Algumas questões emergiram ao longo deste trabalho e ficam como sugestões para trabalhos futuros.

– É importante que se façam simulações que englobem uma maior área de estudo, levando em consideração a atuação dos sistemas meteorológicos migratórios que são um fator importante no regime de precipitação do NEB.

– Pode-se levar também em consideração, de forma fundamental, o efeito da topografia, para que se tenha uma idéia mais clara de como tal fator influencia no comportamento da advecção de umidade, na evaporação, conseqüentemente na precipitação.

– Fazer uma análise mais precisa do comportamento da atmosfera, com relação a disponibilidade de umidade, as condições de temperatura, em níveis de pressão diferentes, bem como suas conseqüências na precipitação de uma determinada região através de estudos com períodos secos e chuvosos.

– De acordo com a disponibilidade de dados, comparar os resultados obtidos neste trabalho, contra observações.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDAZ, L., 1971. *Caracterização parcial do regime de chuvas do Brasil*. Departamento Nacional de Meteorologia, Ministério do Interior, *SUDENE/OMM, Publicação Técnica, 4*, Rio de Janeiro, Agosto.
- ASSIS, F. N.; ARRUDA, H. V. & PEREIRA, A. R., 1996. *Aplicações de estatísticas à climatologia: teoria e prática*. Pelotas: Ed. Universitária/UFPel, 161pp.
- ARAGÃO, J. O. R., 1975. Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas no Nordeste do Brasil. *Dissertação de Mestrado em Meteorologia*. Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos: (51). São Paulo.
- BANDEIRA, M. M., 1990. Regionalização do regime eólico no Nordeste do Brasil (período 1977-1981). *Dissertação de Mestrado, CMMET/CCT/UFPB*, 62pp.
- BRUBAKER, K. L., ENTEKHABI, D. & EAGLESON, P. S., 1993. Estimation of continental precipitation recycling. *Journal of Climate*, v. 6, 1077-1089.
- BURDE, G. I., ZANGVIL & A., LAMB, P. J., 1996. Estimating the role of local evaporation in precipitation for a two-dimensional region. *Journal of Climate*, v. 9, p.1328-1338.

- CABEZUDO, B.; RECIO, M., SÁNCHEZ-LAULHÉ, J.; DEL MAR TRIGO, M.; TORO, F. J. & POLVORINOS, F., 1997. Atmospheric transportation of mmarihuana pollen from north Africa to the southwest of Europe. *Atmospheric Environment*, **31**, 3323-3328.
- CAVALCANTI, I. F. A., 1986. The anomalous rainfall in Northeastern Brazil in 1985. *II International Conference on Southern Hemisphere Meteorology. Wellington. New Zealand*. 446-448pp.
- CAVALCANTI, E. P., 2001. Teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do Nordeste do Brasil. *Tese de Doutorado, CDRN-CCT-UFPB*, 112pp.
- CHAN, S. C., 1990. Analysis of the easterly wave disturbances over South Atlantic Ocean. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos – SP, Brasil, 104 pp.
- CHEN, C. & COTTON, W. R., 1983. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*
- CORREIA, A. A., 2000. Padrões de variabilidade temporal do vento à superfície no Nordeste do Brasil. *Dissertação de Mestrado, CMMET/CCT/UFPB*, 65 pp.
- DIERMEYER, P. A & SHUKLA, J., 1994. The effect on climate of doubling deserts. **Report N3**. *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies. COLA*.
- DRUYAN, L. M. & HASTENRATH, S., 1992. GCM simulation of the Sahel 1984 drought with alternative specifications of observed SST. *International Journal of Climatology*, **12**. 521-526.
- ELTAIR, E. A. B. & BRAS, L. B., 1994. Precipitation recycling in the Amazon Basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**, 861-880 pp.

- GALVÍNCIO, D. J., 2000. Impactos dos eventos de El Niño na precipitação da bacia do rio São Francisco. *Dissertação de Mestrado em Meteorologia, CMMET/CCT/UFPB.*
- GARRATT, J. R., 1992. *The Atmospheric Boundary Layer – Cambridge Atmospheric and Space Science Series.* 316pp.
- HARZALLAH, A.; ROCHA, J. O. A. & SADOURNY, R., 1996. Interannual rainfall variability in North-East Brazil: observation and model simulation. *International Journal of Climatology*, **16**, 861-878.
- HASTENRATH, S. & HELLER, L., 1977. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quartely Journal Royal Meteorological Society*, **103**, 77-92.
- HOBBS, J., 1971. Rainfall regimes of northeastern new south wales. *Australian Meteorological Magazine*, **19**, 91-116.
- KADIOGLU, M; ÖZTÜRK, N., ERDUN, H. & SEM, Z., 1999. On the precipitation climatology of Turkey by harmonic analysis. *International Journal of Climatology*, **19**, 1717-1728.
- KAYANO, M. T., KOUSKY, V. E., STUDZINSKI, C. D. & DIAS, P. L. S., 1990. As variações intra-sazonais da precipitação no Brasil durante o verão de 1989/1990. *Climanálise*, **5:(4)**, 40-50 pp.
- KAYANO, M. T. & SATYAMURTI, P., 1991. Oscilações intra-sazonais na precipitação do sul do Ceará. *Climanálise*, **6:(8)**. 38-45 pp.
- KIRKYLÁ, K. I. & HAMEED, S., 1989. Harmonic analysis of the seasonal cycle in precipitation over the United States: a comparison between observations and a general circulation model. *Journal of Climate*, **2**, 1463-1475.

- KLINK, K., 1999. Climatological mean and interannual variance of United States surface wind speed, direction and velocity. *International Journal of Climatology*, **19**: 471-488.
- KOSTER, R. D. & SUAREZ, M. J., 1995. Relative contributions of land and ocean processes to precipitation variability. *Journal of Geophysical Research*, v. **100**, N° D7, pp 13, 775 – 13, 790.
- KOUSKY, V. E. & CHU, P. S., 1978. Fluctuations in annual rainfall for Northeast Brazil. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **57**, 457-465.
- KOUSKY, V. E., 1979. Frontal influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, **107**, 1140-1153.
- KOUSKY, V. E., 1980. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, **108**, 488-498.
- KOUSKY, V. E. & MOURA, A. D., 1981. Previsão de precipitação no Nordeste do Brasil: o aspecto dinâmico. **INPE-2244-PRE/O29**, 16 pp.
- KOUSKY, V. E. & GAN, M. A., 1981. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, **33**, 538-551.
- KOUSKY, V. E., 1985. Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. *Monthly Weather Review*, **113**, 1951-1957.
- KUO, H. L., 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. **31**, 1232-1240.
- LEGATES, D. R. & WILLMOTT, C. J., 1990. Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *International Journal of Climatology*, **10**, 111-127.

- MARQUES, V. S., 1981. Estudos da energética e do fluxo de vapor d'água na atmosfera sobre o Nordeste Brasileiro. *Dissertação de Mestrado*. INPE, 182 pp.
- McCUMBER, M. C. & PIELKE, R. A., 1981. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: soil layer. *Journal of Geophysical Research*, v. **86**, nº **A11**, pp 9929-9938.
- MARQUES, J., SANTOS, J. M., VILLA NOVA, N. A. & SALATI, E., 1977. Precipitable water and water vapor flux between Belem and Manaus. *Acta Amazonica*, **7**, 355-362.
- MECHOSO, C. R., LYONS, S. W. & SPAHR, J. A., 1990. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. *Journal of Climate*, **3**, 812-826.
- MOLINARI, J., 1985. A general form of Kuo's cumulus parameterization. *Monthly Weather Review*, **113**, 1411-1416.
- MOLINARI, J. & CORSETTI, T., 1985. Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parameterization: Results of one-and-three-dimensional integrations. *Monthly Weather Review*, **113**, 485-501.
- MOLION, L. C., 1975. A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazonas Basin with considerations of deforestation effects. *Ph.D. dissertation*, University of Wisconsin, Madison, 123 pp.
- MOURA, A. D. & MOLION, L. C. B., 1976. Aspectos seriais de climatologia do Hemisfério Sul. Trabalho apresentado na reunião anual do "Continuing Committee" CNPQ/National Academy of Sciences-USA. Rio de Janeiro-RJ, 25pp.

- MOURA, A. D. & SHUKLA, J., 1981. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 38, nº 12, 2653-2675.
- PALUTIKOF, J. P.; KELLY, P. M.; DAVIES, T. D. & HALLIDAY, J. A., 1987. Impacts of spatial and temporal windspeed variability on wind energy output. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 1124-1133.
- PANOFSKY, H. A. & BRIER, G. W., 1968. Some applications of statistics to meteorology. *Pennsylvania, University Park*, 224pp.
- PEIXOTO, J. P. & OORT, A. H., 1991. *Physics of Climate*. American Institute of Physics. **Library of Congress Cataloging-in-Publication Data**. 520pp.
- PIELKE, R. A., 1974. *Mesoscale Meteorological Modeling*. New York. Academic Press, 612pp.
- PINHEIRO, J.U., 1991. Um estudo dos fluxos horizontais e verticais do vapor d'água na troposfera sobre o Nordeste do Brasil. *Dissertação de Mestrado*. DCA/CMM **TD-nº 01**.
- PRATES, J. E., 1994. Controles associados à distribuição da precipitação no verão no estado de Minas Gerais: aspectos fisiográficos e meteorológicos. São Paulo: **USP**, 1994. 180pp. *Tese de Doutorado em Meteorologia* – Universidade de São Paulo.
- RAO, V. B, LIMA, M. C. & FRANCHITO, S. H., 1993. Seasonal and Interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil. *Journal of Climate*, 06, 1754-1763.
- RAO, V. B., SRINIVASA, R. C. & FRANCHITO, S. H., 1999. Decadal Variation of Atmosphere-Ocean Interaction in the Tropical Atlantic and its Relationship to the

- Northeast Brazil Rainfall. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 77, nº01, pp 63-75.
- RAO, V. B. & MARQUES, V. S., 1984. Water vapor characteristics over Northeast Brasil during two constrasting years. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. v. 56, nº3, 440-443.
- RENNÓ, N. O., EMANUEL, K. A. & STONE, P. H., 1994. (a) Radiative-convective model with an explicit hydrologic cycle. 1. Formulation and sensitivity to model parameters. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, nº D7, pp 14, 429-14, 441.
- RENNÓ, N. O., EMANUEL, K. A. & STONE, P. H., 1994. (b) Radiative-convective model with an explicit hydrologic cycle. 2. Sensitivity to large changes in solar forcing. *Journal of Geophysical Research*. v. 99, nº D8, pp 17, 001-17, 020.
- ROADS, J. O., CHEN, S. C & UEYOSHI, K., 1995. Comparison of NMC's global pressure analysis to NCDC's U. S. observations. *Journal de Climate*, 8, 1410-1428.
- SATYAMURTY, P. & PEZZI, L. P., 1998. Possible teleconnection of winter rainfall in southern Brazil with Indian monsoon activity. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 68, 53-56.
- SCOTT, C. M & SHULMAN, M. D., 1979. An areal and temporal analysis of precipitation in the United States. *Journal Applied Meteorology*, 18, 627-633.
- SHUKLA, J. & MINTZ, Y., 1982. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science*, 215, 1498-1501.
- SIMIELLI, M. E., 1991. Geotlas. São Paulo: editora ática.

- SILVA, V. P. R. da. 1992. Comportamento estatístico de séries temporais de pluviometria no Nordeste do Brasil. *Dissertação de Mestrado*, DCA/CMM-TD n.01, 81 pp.
- SMAGORINSKY, J., 1963. General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Monthly Weather Review*, **91**, 99-164.
- SOUZA, E. P., 1989. Análise espectral de dados de vento no Nordeste. *Relatório de Iniciação Científica pelo CNPq*, DCA/CCT/UFPB, 44pp.
- SOUZA, E. P., RENNÓ, N. O. & SILVA DIAS, M. A. F., 2000. Convective circulations induced by surface heterogeneities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *Vol 57*, 2915-2922.
- STRANG, D. M. G. D., 1972. Climatological analysis of rainfall normals in northeast brazil. Paper n°. IAE-M 02/70. Available from Centro Tecnológico Aeroespacial, 12200. São José dos Campos. São Paulo, Brazil. 29pp.
- STEIN, U. & ALPERT, P., 1993. Factor separation in numerical simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. **50**, n°14, 2107-2115.
- TIBALDI, S., BUZZI, A. & MALGUZZI, P., 1980. Orographically induced cyclogenesis: analysis of numerical experiments. *Monthly Weather Review*, **108**, 1302-1314.
- TRIPOLI, G. J. & COTTON, W. R., 1982. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model, 1982: Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *Journal of Atmospheric Research*, v. **16**, pp. 185-220.
- TREMBACK, C. J. & KESSLER, R., 1985 A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical model. Preprints, 7th AMS

- Conference on numerical Weather Prediction, June 17-20. Montreal, Quebec, Canada. *American Meteorological Society*, Boston, pp. 355-358.
- TREMBACK, C. J., TRIPOLI, G. J. & COTTON, W. R., 1985. A regional scale atmospheric numerical model including explicit moist physics and a hydrostatic time-split scheme. Preprints, 7th AMS Conference on numerical Weather Prediction, June 17-20. Montreal, Quebec, Canada. *American Meteorological Society*, Boston, pp 433-434.
- TRENBERTH, K. E., 1998. Atmospheric moisture residence times and cycling: implications for rainfall rates and climate change. *Climate Change*, **39**, 667-694pp.
- TRENBERTH, K. E., 1999. Atmospheric moisture recycling: role of advection and local evaporation. *Journal of Climate*, v. **12**. 1368-1381.
- TUCKER, D. F., 1993. Diurnal Precipitation Variations in South-Central New Mexico. *Monthly Weather Review*, **121**, 1979-1991.
- UVO, C. R. B., 1989. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na região norte do Nordeste Brasileiro. *Dissertação de Mestrado em Meteorologia*, INPE-4887-TDL/378. São José dos Campos- SP.
- VIRJI, H., 1981. A preliminary study of summer time tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Monthly Weather Review*, **109**, 599-610.
- WALKO, L. R. & TREMBACK, C. J., 1993. RAMS- *The regional atmospheric modeling system V. 3b: user's guide*. Fort Collins, CO: Aster Inc. 102pp.
- YAMAZAKI, Y. & RAO, V. B., 1977. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **55**, 203-207.